



Lund 1972

KARIN HELLBERG:

**INLANDSISENS RECESSION
OCH DEN SENGLACIALA STRAND-
FÖRSKJUTNINGEN I VÄSTRA
BLEKINGE OCH NORDÖSTRA
SKÅNE**

Lunds Universitets Naturgeografiska Institution
Rapporter och notiser

9

Lund 1971

INLANDSISENS RECESSION OCH DEN SENGLACIALA
STRANDFÖRSKJUTNINGEN I VÄSTRA BLEKINGE OCH
NORDÖSTRA SKÅNE

av

KARIN HELLBERG

LUNDS UNIVERSITETS NATURGEOGRAFISKA INSTITUTION
Rapporter och notiser
Lund 1971

Nr 9

LEIDEN, 1871. HOUTENDEKEREN, 1871. HOUTENDEKEREN, 1871.
HOUTENDEKEREN, 1871. HOUTENDEKEREN, 1871. HOUTENDEKEREN, 1871.
HOUTENDEKEREN, 1871. HOUTENDEKEREN, 1871. HOUTENDEKEREN, 1871.

HOUTENDEKEREN, 1871.



HOUTENDEKEREN, 1871. HOUTENDEKEREN, 1871. HOUTENDEKEREN, 1871.
HOUTENDEKEREN, 1871. HOUTENDEKEREN, 1871. HOUTENDEKEREN, 1871.
HOUTENDEKEREN, 1871. HOUTENDEKEREN, 1871. HOUTENDEKEREN, 1871.

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

Abstract	3
Inledning	5
Undersökningsområdets morfologi och topografi	6
Ryssberget	6
Villandsterrängen	7
Listerlandets sydkust	7
Isrörelseriktningarna	12
Tidigare undersökningar	12
Räfflor och parabelriss	15
Drumliner och ändmoräner	17
Har baltisk is överskridit Listerlandet?	18
Isälvssediment	19
Sölve	19
Lörby skog	21
Ysane	23
Senglaciala strandbildningar	25
Mättningsnoggrannhet	25
Strandmärkenas höjdläge i förhållande till vattenytan	25
Tidigare undersökningar	27
Listershuvud	29
Iakttagelser	29
Strandvallarnas genes	36
Strandvallskomplex	37
Vallarnas relation till vattenytan vid olika intensitetsnivåer	38
Övriga lokaler på Listerlandet	41
Getabjer	41
Stibybacke	41
Hanö	41
Hjärthalla	42
Mörbyklint	42
Konnektion av strandlinjerna på Listerlandets berg	42
Baltiska issjön i västra Blekinge	47
Ryssbergets strandlinjer	50
Ryssbergets sydsida	50
Ryssbergets ostsida	52

Strandlinjediagrammet för Ryssbergets ostsida	60
Diagrammets tillförlitlighet	60
Referenslinjer	61
Diskussion	62
Ryssbergets västsida	63
HK på Slonnebjeret och deltat i Västana	64
Mindre randbildningar i Holjeåns dalgång	66
Randbildning 1 - 2	69
" 3 - 4	70
" 5	72
" 6 - 7	74
" 8	75
" 9 - 10	77
Randdeltat vid Olofström	79
Beskrivning	79
Terrasser som ej utbildats vid HK	83
Deltats bildningshistoria	84
Sambandet mellan randbildningar och lateralterrasser	86
Strandlinjer och isälvssediment kring Ivösjön	88
Ivön	88
Oppmanna- och Vångabergens sydspetsar	89
Oretorpsberget	89
Deltat norr om Villands Vånga	89
Beskrivning	89
Bildningshistoria	92
Deltasedimenten och HK	95
Terrasser som ej utbildats vid HK	95
Sammanfattning	97
Konnektering av strandlinjer och isälvssediment	98
Isobasernas riktning och strandlinjernas gradienter	98
Tidigare hypoteser om isavsmältningen i ryssbergstrakten	102
Isrecessionen enligt diagram och randbildningar	104
Datering av isrecessionen	108
Diskussion	110
Litteraturförteckning	114
Kartor	120
Bilaga 1. Iakttagelser av räfflor och parabelriss på fig. 6	121
Bilaga 2. Strandlinjer på diagrammet fig. 32	122
Efterskrift	124

ABSTRACT

ICE RECESSION AND LATE-GLACIAL SHORE DISPLACEMENT
IN WESTERN BLEKINGE AND NORTHEASTERN SKÅNE

The field of investigation is situated in the south of Sweden on both sides of the boundary between the provinces of Skåne and Blekinge ($56^{\circ}00' - 56^{\circ}20' \text{N. lat.}$, $14^{\circ}15' - 14^{\circ}50' \text{E. long Greenw.}$) The boundary passes the hill of Ryssberget.

The recession of the ice-sheet was investigated. Striaes, drumlins and terminal moraines were surveyed as the glacial eskers and deltas (fig. 6). The direction of the ice margin was found to be nearly E-W. The "orientation elements" (Johnsson 1956) show that the ice-margin has formed a small lobe west of Ryssberget (fig. 33). E of the hill the direction of the striaes and drumlins grows more from NE.

The highest shore limit after the ice recession in the region has been determined. Its highest levelled values are 66 - 67 m on the eastern slope of Ryssberget (on the western slope 61 m). As a rule it fluctuates between 56 - 60 m, also in the northernmost part of Ryssberget.

Above the chalk plain of Listerlandet monadnocks of granite rise (fig. 4). The highest of these hills is Listershuvud, which reaches 84 m and is topped by a shield of not wave-washed moraine. On the lee-sides of the hills drumlins have been accumulated. These have been subjected to heavy abrasion during the land uplift, and sets of beach-ridges have been developed. On Listershuvud the levelled series include 28 late-glacial beach-ridges from about 56 m (the highest shore limit) to 17 m, and, in addition, a distinct post-glacial Littorina beach-ridge at about 9 m (fig. 12, 13). Other hills have nearly the same profiles (Stibybacke, fig. 18, Hanö, fig. 19).

It was able to connect the profile of the southern slope of Ryssberget (fig. 20) with that of Listershuvud (fig. 13), because of the position on the same isobase. Every shore-line was followed from the south to the north of Ryssberget. There were two large boulder fields on the eastern slope (Gummarp, fig. 21 A, and Jockarp, fig. 21 B). On the diagram of the eastern slope (fig. 23) the gradient of the raised shore-lines decreases from 20 m/10 km from

the oldest and highest to 5 m/10 km for the youngest late-glacial shore-line of the diagram.

In the valley of Holjeån, W of Ryssberget, there are several marginal eskers and marginal deltas. They have been levelled and mapped (fig. 24, 27). Shore levels and delta surfaces have been entered into a distance diagram (fig. 32). The beach-ridges of Listershuvud were developed in a water surface at a height of 35 m that at the same time abraded the highest shore limit at the ice margin and the delta surface at Olofström in the northern Holje Valley.

In that manner the ice recessed from the south of Ryssberget to Olofström, about 20 km, while the water surface at Listershuvud sank from 56 to 35 m. The recession speed of the ice margin was about 1 km in 10 years (cf. Antevs 1915). The rate of land rise was 1 m in 10 years.

It seems obvious that the stagnation of the ice margin at the marginal deltas and eskers can be connected with a shore line and that the stagnation was followed by a rise of land.

The esker delta at Vånga (fig. 29) shows analogous circumstances. The sediments show that the ice was moving at the time of sedimentation.

There are yet large difficulties in connecting without demur the shore-lines observed in the treated region with other shore-line observations in the Baltic basin.

INLEDNING

Sedan 1940-talet har en rad arbeten utkommit, där åsikterna brutit sig om den senglaciala utvecklingen i västra Blekinge. Frågeställningarna har gällt bl a den baltiska isens och "smålands-isens" differentialrörelser och israndens sträckning under den fortsatta utvecklingen, iakttagelser av HK (högsta kustlinjen) och lägre senglaciala strandlinjer samt de konsekvenser dessa iakttagelser får vid extrapolation mot nordväst av strandlinjediagrammens nivåer.

I det följande granskas isrörelserna och de glaciala sedimenten med avseende på de indikationer de lämnar för eventuella spår av baltisk is på västblekingskt landområde, iakttagelser av HK och vad dessa ger för uppgifter om israndens sträckning samt strandvalls-komplexen och deras samband med isavsmältningen, dessutom beskrives de större glacifluviala randbildningarna och sättes i samband med HK-iakttagelserna.

UNDERSÖKNINGSOMRÅDETS MORFOLOGI OCH TOPOGRAFI

Undersökningsområdet omfattar Listerlandet, Ryssberget och Ivösjöns sänka med anslutande dalar i norra Villands och Listers härad.

I sydöst begränsas Sydsvenska höglandet av tre morfologiska områden: 1/ Kristianstadsslätten, 2/ ett område vars topografi karakteriseras av restberg (monadnock) på ömse sidor om gränsen mellan Skåne och Blekinge och 3/ Blekinges kustslätt. Undersökningsområdet kan anses främst tillhöra restbergsområdet.

Södra delen av Sydsvenska höglandets förmodat medelmesozoiska peneplan (Asklund 1928 och 1931, jfr Rudberg 1954, Behrens 1960) sluttar långsamt mot söder. Dess sydöstra randzon är genomdragen av NNW-liga och NNE-liga sprickdalar. Sprickriktningarna är i Blekinge N 20° - 30° W och N - N 30° E. (Björnsson 1936 s 80). I nordöstra Skåne är sprickriktningen övervägande N - S. Endast i östra Blekinge, där kambrosilur anstår, utgöres kustslätten av det prekanbriska peneplanet. (Mattsson 1964, jfr även Ahlmann 1920). Slättområdenas nordgräns är en denudationsgräns i motsats till sydvästgränsen, som utgöres av Nävlinge- och Linderödsåsens tektoniska branter (Lundegren 1934 s 129).

Dalgångarna från norr vidgar sig mot söder och övergår i slätterna. Bergsplatåerna blir allt mindre på gränsen mot slättområdena och löses så småningom upp i enstaka bergrester av monadnockkaraktär.

Senonhavet transgredierade över den kaolinvittrade urbergssytan. I detta hav sedimenterade kritkalk med som regel skalgrusfacies tillhörande mammillatus- och mucronatakrita. Senonhavets kust utgjordes av en skärgård, och restbergen har ännu karaktär av öar på slättlandet. Detta gäller framförallt de mindre urbergsklackarna Fjälkinge backe, Lillesbacke och Kjugekull söder om Ivösjön samt bergen på Listerlandet och Hanö. Det högsta värde Lundegren (1934 s 263) anför på krittidsavlagringarnas mäktighet är omkring 160 m.

Ryssberget.

Det största restberget är Ryssberget, som delas i ett mindre nordligt parti (160 m höjd) och ett större sydligt (157 m). Bergets längd i N - S är 20 km och dess största bredd är 7 km. Ett försök att erhålla gravimetriska bevis för Ryssbergets restbergsnatur har

gjorts av Larsson (1954 s 29). De gravimetriska kurvorna visade, att ej ens Ryssbergets markerade ostsida var en förkastningsbrant. Berget är troligen en rest med antiklinal natur i den veckade kustgnejsregionen. Ryssbergets sydligaste parti utgöres av en tät, finkornig hälleflintgnejs (1 c s 8), som norrut övergår i något grovkornigare gnejs av kustgnejstyp (fig. 1). Dess nordligaste parti består av jämshögsgranit. Bergartstyperna är av vikt vid bestämningen av glaciala riktningsselement.

Villandsterrängen

Ryssberget och terrängen kring norra Ivösjön kallas av S De Geer (1913 s 17) "Villands brutna landyta". Det utmärkes av kraftig relief. Högsta punkten (174,4 m) befinner sig inom Västanaformationens bergnassiv. Den sydsvenska urbergsslätten längre mot norr är lägre, omkring 100 m (i W) - 130 m (i E) i sin södra del.

Dalgångarnas sydligaste partier bildar i Ivösjön, vars yta ligger ca 6 m över havet, två djuprännor, som onsluter Ivön (Ivöklack 133,5 m, fig 9). I den östra har Ivösjön sitt största djup på 50 m. Den västra är maximalt 25 m djup (Persson 1932).

Åsikterna om uppkomsten av onrådet "Villands brutna landyta" växlar hos olika författare. Lundegren (1934, s 130 - 132) ger en översikt över publicerade teorier. De Geer (1918) och Persson (1932, s 19-20) anser, att onrådets topografi betingas av förkastningar. Lundegren (1934, s 130) ansluter sig till erosionsteorin och säger, att onrådets oroliga topografi i första hand har den kretaeiska djupförvittringen att tacka för sin tillkomst. Hans åsikt bestyrkes av ovan nämnda gravimetriska undersökning av Ryssberget. Ett ännu oförklarat problem är det ovannämnda förhållandet, att restbergen är högre än urbergsslätten norr om den.

Listerlandets sydkust

Av monadnockbildningarna längs Listerlandets sydkust är den östligaste Listershuvud högst och når 83,8 m. Norr om denna ligger den 25 m höga Spraglehall. Väster om Listershuvud når Getabjer ca 69 m. Andra höjder här är Stibybacke (71 m), Kullarpsberget (ca 35 m), Istabyberget (30 m), Hjärthalla (60 m) och Mörbyklint (45 m) samt slutligen Hanö med en höjd av 60 m ö h. Alla erbjuder goda lokaler för senglaciala strandbildningar. Karakteristiskt för den alla är

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

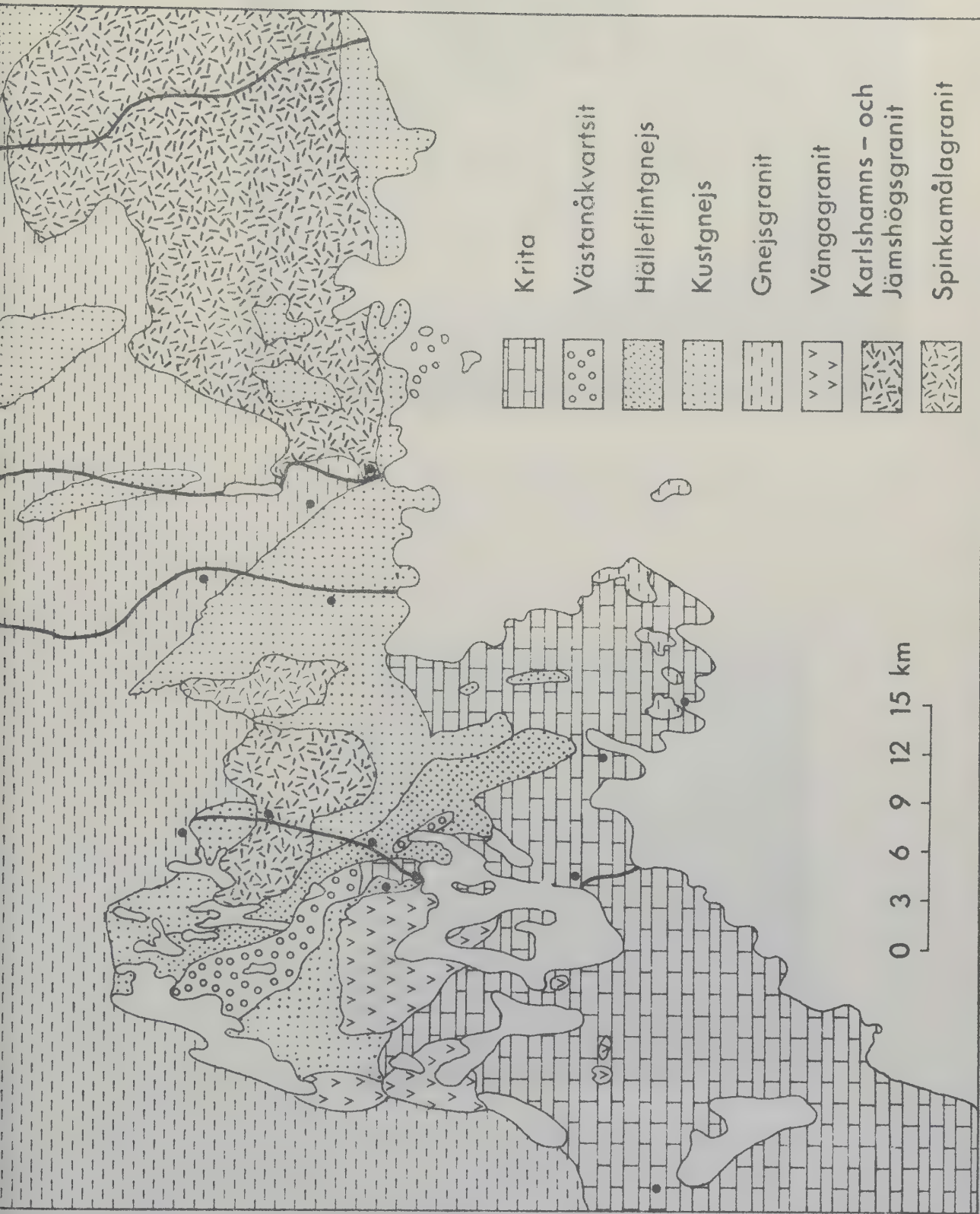


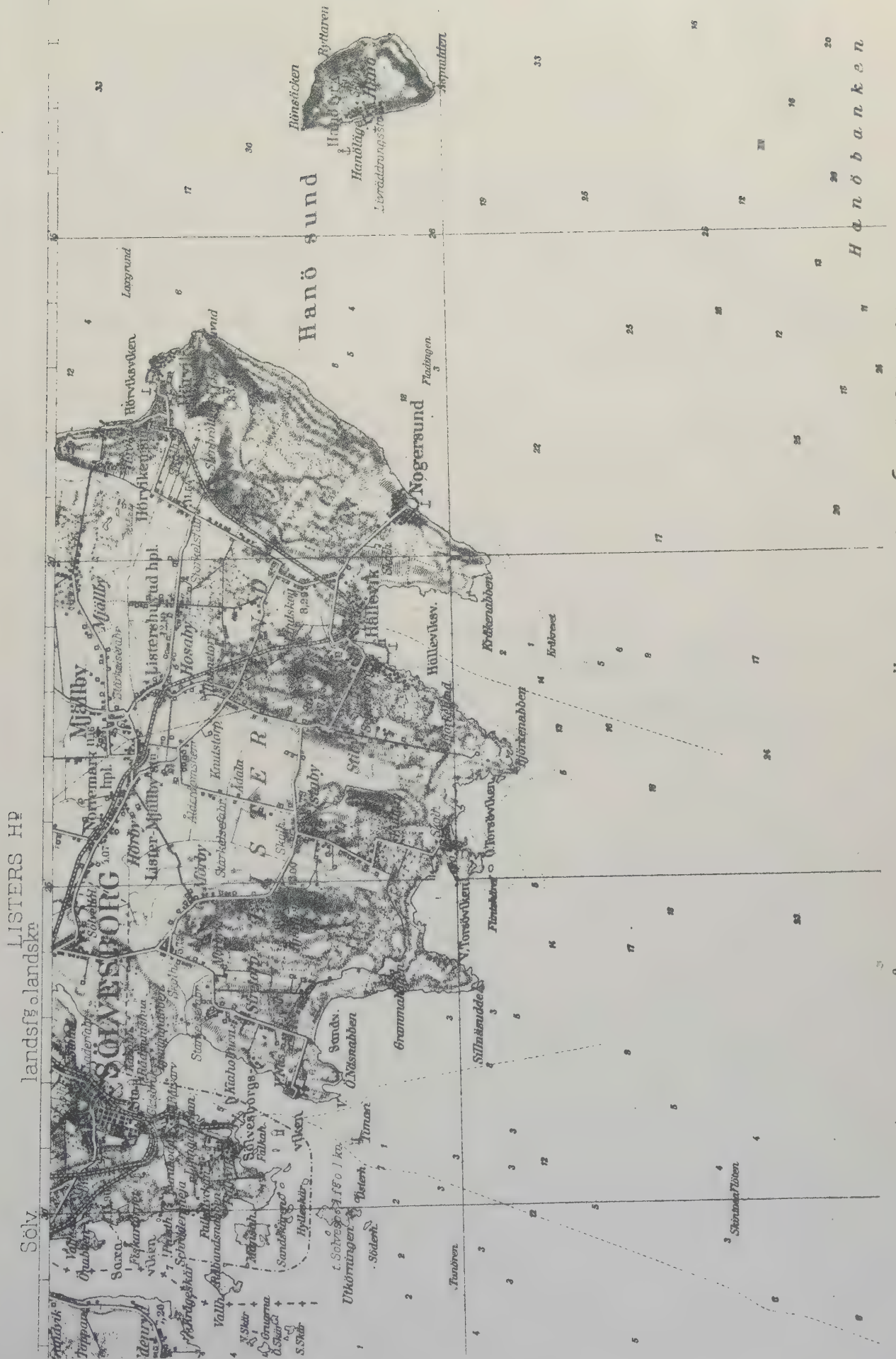
FIG. 1. GEOLOGISK KARTSKISS ÖVER VÄSTRA BLEKINGE OCH ANSLUTANDE DELAR AV VÄSTRA SKÅNE (EFTER NORIN 1939, ASKLUND 1947, MAGNUSSEN - GRANLUND 1936).



FIG.2. IVÖKLACK MED KAOLINBROTT.
UTSIKT FRÅN VÅNGABERGET.



FIG.3. LISTERSHUVUD OCH GETA-
BJER SEDDA FRÅN STIBY-
BACKE.



den branta nordsidan, där berggrunden går i dagen och den långsluttande moräntäckta sydsidan, som är en läsidesdrunlin (fig 3). Dessa drunliner bestämmer kustkonturen på Listerlandets sydsida (fig 4).

Vackrast utbildade är läsidesmoränerna på Stibybacke och Listershuvud. Den förra är mycket regelbunden med en längd av 4 km och en bredd av 1,3 km (Björnsson 1953 s 123). Drunlinen i lä bakom Listershuvud har en höjd av 80 m, en ungefärlig bredd av 600 m och en längd av 1,5 km. Getabjers drunlin bildar gemensamt med Listershuvud udden Kråkenabben. Den komplexa drunlinbildningen har en längd av en halv mil och en bredd av 2 km.

Sölvesborgsviken är den sydligaste delen av den sänka, i vilken sjön Vesan utbredd sig fram till torrläggningen 1926 - 1936. Under litorinatid sträckte sig ett sund från Sölvesborgsviken till Norjesund. Detta sunds strandlinje kan delvis följas. Särskilt tydlig är strandlinjen vid grustaget NE om Ysane kyrka, där isälvsgrus om-lagrats i en ca 2 m hög vall.

Berggrunden i Listerlandets monadnock består av en grov ögongranit av samma typ som Karlshamnsgraniten (Asklund 1947). N om Ysane kyrka går gnejs av hälleflinttyp i dagen (Asklund 1947, Lundqvist 1946) och SE om Ryedal finns en blottning av kustgnejs (Asklund 1947).

ISRÖRELSERIKTNINGARNA

Tidigare undersökningar

En allmän översikt av de skånska isströmmarna är lämnad av Mattsson (1962 s 107), till vilket arbete hänvisas (fig 5). Bedömningarna av dessa strömmar påverkar också uppfattningen om förhållandena i västra Blekinge.

I beskrivningen till kartbladet Bäckaskog (1889) anför De Geer, att räfflorna i kartbladets norra del (öster om Immeln, norr om Ivösjön) går rakt från N mot S. Vid Raslängen har några grova räfflor från N 12° - 20° E iakttagits. Dessa förmodas vara äldre. På Vångaberget är riktningen mot SSE, men på Ivöklack N - S. Stora nivåskillnader i terrängen anföres som orsak.

I bladets västra delar anför De Geer (1889) ett äldre räffelsystem (N 10° V - N 22° V och ett yngre N 25° Ö - N 9° Ö), och på Ryssbergets högsta delar, såväl de norra som de mellersta, ett system tämligen exakt N - S. SV om Ryssberget har dock iakttagits avvikande riktningar (N 17° V - N 10° V). Lundbon (1888 s 27) har vid Drögsperyd S om Ryssberget anträffat räfflor från E mot W, som han ställt samman med iakttagelser av baltisk morän. "De förmodade gammalbaltiska refflornas riktning är längst i öster från N 50° Ö, vester derom öfvergå de efterhand till N 60° Ö och derefter till 85° Ö".

Lundbon (1888 s 26) har förutom räfflor från NE - E beskrivit baltiska block, som han anser kunna vara av samma ålder som räfflorna. I strandgruset vid Ivösjöns ostligaste vik och på Slättön i denna fann han strandgrus med talrika baltiska block, som han förmodat har sköljts ut ur angränsande morän. Inte mindre än 18 % av blocken bestod av kamrisk sandsten, 6 % av silurkalk och 4 % av östersjökalk. Baltisk morän in situ har emellertid ej upptäckts. Man känner därför ej dess stratigrafiska läge.

Lundbon anser moränen vara gammalbaltisk. "Gammalbaltens" existens är emellertid under livlig debatt, och huruvida "gammalbaltisk" morän in situ verkligen finns vid Ivösjön får sättas i fråga. Förekomsten av baltiska block vid Axeltorpsviken och på Slättön kan dock förklaras genom drivistransport under NO-isens avsnältningsskede, då vattendjupet var drygt 50 m vid lokalerna och dravis bör ha strandat vid den branta Ryssbergsstranden.

Schematisk översikt av de skånska isströmmarna enligt olika författare, samt WENNERBERGS försök till korrelering med Danmark och Tyskland.

HOLMSTRÖM 1904, s. 311 ff.	MUNTJE 1920, s. 64 ff.	WENNERBERG 1949, s. 14	Danmark enl. W-G	Tyskland enl. W-G
Ungbaltisk is:	Lågbaltisk is	S- och O-Skånes morän	Morän H	Stadium H
Lågbaltisk is		Ung- el. lågbaltisk is (SV- morän) och Medelbaltisk is = Vombgla- ciären	Morän G	Stadium F-G
Högbaltisk is	NO-is: Yngre NO-is = NO-oscilla- tionen Interstadial Medelbaltisk is Högbaltisk is Äldre NO-is = Meridianis	NO-is (morän): Högbaltisk is och Små- landsis Meridianis (morän)	Morän F Morän D-E	Stadium F Stadium D-E
Meridianis = Skånska nordströmmen		Meridianis (morän)	Morän D	Stadium D
		Interstadial	Skarumhedeavl.	
Gammalbaltisk is	Gammalbaltisk is	Gammalbaltisk is (morän)	Morän C	Warthe? (Stadium C?)
			Eemavlagr.	

FIG. 5. (MATTSSON 1962 s. 107).

Två huvuduppfattningar finns om förhållandena vid landisens sista uppträdande i Västblekinge.

Avvikelserna i uppfattning gäller främst hur långt mot norr den baltiska isen har gjort sitt inflytande gällande under isavsmältningens slutskede och hur den påverkat "snålandsisen". Enligt en uppfattning försvagades den "snåländska" isen genom att den tunnades ut tills en nunatakk bildades i höjdonrådena ~~W~~ om Åseda (t ex Lundqvist 1935, Nilsson 1942, Wennberg 1949). Karlslundamoränerna norr om Västblekinge utgjorde ablationsmorän. Isranden skulle vara konkav mot norr i nordöstra Skåne, och isavsmältningen skulle försenats på Ryssbergets östsida (Nilsson 1942, 1953, 1960). Den baltiska isen kunde tränga in över Listerlandet genom att snålandsisens övre partier av den baltiska isens ostliga tryck förts mot väster (Wennberg 1949 s. 160). Härigenom förhindrades snålandsisen att kalva över Listerlandet.

Wennberg anför några randlägen för den baltiska isen, dels fyra, som skulle vara synliga på Listerlandet, dels nio, som på sjökortet betecknas som stenrader. Dessa skulle utmärkas av en successivt ändrad utsträckning svarande mot reffelriktningen vid Utklippan (1949 s 160).

Mörner (1969 s 110) ansluter sig till denna uppfattning.

Blockinnehållet i moränen har på Listerlandet nordligt ursprung. Wennberg hade inga blockfynd att stödja sin teori om ett eventuellt franträngande av baltisk is. Han fann på sina lokaler sammanlagt två baltiska block. I områdets strandvallar har jag sett några enstaka block av kambrisk sandsten och östersjöporfyrier. Blocken är dock ej talrikare, än att de kan förklaras som förda till lokalen med drivis.

Stolpe (1911), Munthe (1910, 1940), De Geer (1910, 1917), Bergdahl (1947, 1953) uppfattar däremot snålandsisen som rörlig till slutskedet (Karlslundamoränerna är ändmoräner), liksom Björnsson (1953), som anser att Listerlandets bergkullar fått sina läsidesmoräner i avsmältningsskedet av en aktiv is. Även blockorienteringen visar, att isens rörelse påverkat ackumulationen fram till isranden (Hoppe 1951 s 164).

Inom undersökningsområdet i strikt bemärkelse har Antevs (1915) kartlagt isrecessionen genom mätning av lervarv. Kartan omfattar norra Kristianstadsslätten och ett område mellan Mörrum och Ryedal,

vilka två områden han har kunnat konnektera med varandra (1915 s 366). Antevs finner en jämnt fortgående recession med ett belopp av 135.- 200 m årligen vid Bäckaskog och 83 m vid Mörrun (l.c. s 361), vilket ej stöder uppfattningen om inflytande av baltisk is.

Räfflor och parabelriss

Egna iakttagelser av räfflor och parabelriss redovisas i bilaga 1 och på fig 6. Isräfflorna registreras bäst i den hårda finkorniga hälleflintgnejsen, som också brukar vara rik på parabelriss. I ögongraniten är räfflor sällsynta. I regel är de, som bevarats, grova eller rännformade.

Johnsson (1956 s 227) konstaterar, att rissen från N 50° E på Listerlandet härrör från en äldre isström än de från N 10 - 16° E. De förra är således ingen indikation på en av den baltiska isen i avsmältningsskedet ändrad rörelseriktning på isströmmen över Listerlandet.

Den enda lokal, där räfflor från såväl N som NE i övrigt iakttagits är Branthall'a - Grödbyhallar, några mindre klippartier ca 4 km NE om Bromölla. På den östra hällens NE-sida är grova, rännformade räfflor från N 50° E bevarade. Dessa motsvaras av väl utbildade parabelriss, även de med en riktning från N 50° E på de ca 2 m², där dessa är bevarade. Enstaka parabelriss riktade mot N kan iakttagas.

Över hela undersökningsområdet återfinnes på så gott som alla toppytor och mot N utbildade stötsidor räfflor från N. På de flesta lokaler har de en dragning mot NE.

En avvikelse från isens huvudriktning under avsmältningsfasen kan spåras vid Ryssbergets västsida. S om Gustavsberg har iakttagits en tydlig räffellokal, där räfflor från N 14° E överskäres av räfflor från N 10° W. Det västliga systemet är utan tvekan det yngre.

NNW-systemet i E och NNE-systemet i W visar troligen en lobbildning över Kristianstadsslätten. Materialtillförseln och därför också isrörelsens hastighet har varit störst i lobens centrum (S Ivösjön). Vid glaciärens sidor har hastigheten varit mindre. En avlänkning av isrörelsen har därför skett åt E i sänkans västra del, åt W i dess östra.

Även Antevs (1915 s 360) håller en lobbildning i Ivösjöns sänka för sannolik. Han finner däremot, att isavsmältningen i norra delen

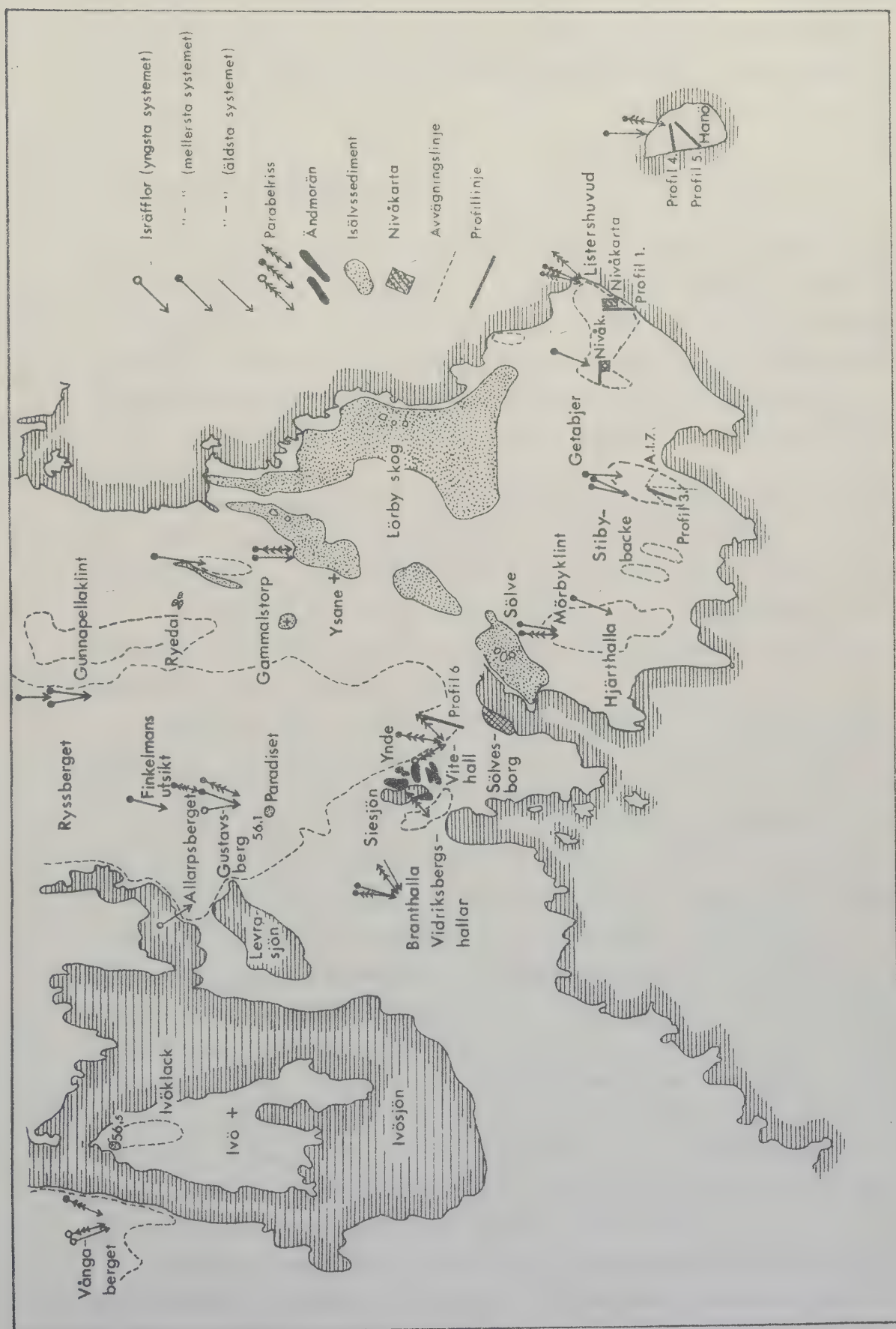


FIG. 6. ÖVERSIKTSKARTA ÖVER ISRÄFFELRIKTNINGAR, ÄND-MORÄNER, ISÄLVSSEDIMENT OCH PROFILLINJER.

av sänkan skett snabbt och att isranden befann sig N om Axeltorpsviken, samtidigt som den låg N om Ryedal på norra Listerlandet (1 c s 366). Loben skulle enligt Anteys haft en varaktighet av 100 år.

Drumliner och ändmoräner

Överensstämmelsen är god mellan Listerlandets drumliner och räffelriktningen. SE om Ryedal i lä bakom en berghäll, där räffelriktningen är $N 8 - 10^{\circ} E$, finns en drumlin med samma riktning. Berghällen följs på sin W-sida av Listerlandets enda rullstensås av getryggstyp (Blomberg 1900). Huvudriktningen på denna är $N 35^{\circ} E - S 35^{\circ} W$. Åsen fortsätter i samma riktning N om Västra Orlundsån.

Undervattensryggarna söder om Hanö torde vara bildningar analoga med drumlinerna och utdragna i isrörelsens riktning. Drumlinernas riktning blir således allt mera ostlig från väster mot öster, och isrörelsen har varit från ca NNE. Den kontinuerliga riktningsändringen kan tänkas bero på ett mot öster allt starkare inflytande av den baltiska isen.

Onedelbart SE om Ryedals herrgård finns tre små men tydliga ändmoräner med en höjd på ryggarna av 4 m och en sammanlagd längd av 300 m. Riktningen på dessa ryggar är $N 55^{\circ} W - S 55^{\circ} E$. Dessa bildningar antyder, att isrörelsen under avsnältningsskedets allra senaste del avvek starkare åt E än tidigare, när isen var mera aktiv.

Ett litet ändmoränområde finns också vid Siesjön, vid vars SE-sida förekommer tre ändmoräner, vardera omkring 600 m lång och omkring 10 m hög. Riktningen på ändmoränerna är från söder mot norr räknat $N 68^{\circ} E - S 68^{\circ} W$, $N 70^{\circ} E - S 70^{\circ} W$ och $N 78^{\circ} E - S 78^{\circ} W$. Vinkelrätt mot dessa är en mindre rullstensbildning i $N 24^{\circ} W$, och vid sjöns norra sida finns en drumlin med samma riktning. Dessutom finns en drumlin med N - S-lig riktning. Dessa bildningar visar, att isen ej tenderade till dödisbildning, och överensstämmer i stort sett med räffelriktningen i trakten. (En kilometer åt SE på Vitehall finns parabelriss från $N 35^{\circ} - 40^{\circ} W$)

Ablationsmorän har ej iakttagits inom undersökningsområdet och minskad rörlighet hos isen med dödisavskiljning har ej påvisats, om man undantar nämnda rullstensås vid Ryedal.

Har baltisk is överskridit Listerlandet?

Jag har ej funnit några E - SE-liga räfflor, som är yngre än de N - NNE-liga på Listerlandet. Ej heller har jag i fält kunnat finna något stöd för de av Wennberg (1949) angivna israndlägena i form av ändmoräner. Ändmoränerna och rullstensåsen vid Ryedal visar en isrörelse från NNE. Enligt Wennberg har isen en rörelseriktning från ESE i Lörby skog, endast 5 km SE om Ryedal.

Som möjlighet återstår en baltisk isframstöt, sedan NO-isen avsmält från området. Om undervattensryggarna söder om Hanö vore ändmoräner, borde de antyda en mäktig is. Men en sådan har tydligen ej överskridit NO-isens drumlinbildningar. Dessa har lämnats intakta, sedan NO-isen avsmälte. Att en ostlig eller sydostlig is nått in över Listerlandet synes ej sannolikt.

ISÄLVSSSEDIMENT

I intet grustag på Listerlandet har något baltiskt block iakttagits. De största förekomsterna av glacifluvium är de vid Sölve, Lörbyskog och Ysane (fig 6). Ingenstädes gör de sig nämnvärt märkbara i topografin.

Sölve. De glacifluviala sedimenten i Sölve betecknas på kartan SGU Ca 1 som morän, på Sahlströms karta av år 1944 som sand. Över grusförekomsterna upprättades år 1967 en karta på uppdrag av Sölvesborgs stad, för att klarlägga möjligheterna till stadens vattenförsörjning (Romson-Eriksson 1967).

Förekomsterna betecknas som grus och sand i dagen och i nordlig riktning kan sedimenten följas som sand täckt av finare sediment.

Författaren undersökte förekomsten 1959. Då var tre stora grustag i bruk. Materialet var grövst i det nordligaste.

Följande profil uppmättes i dess västra vägg (fig 7 och 8):

Svallgrus	0,3 m
Glacifluvial sand och grus	1,5 m
Blockhorisont med upp till ca 75 cm långa block. (Block mellan 25 och 50 cm är vanliga.) Stenar och block är överdragna med mjåla innehållande enstaka grus- och sandkorn...	
Glacifluvialt material	2,5 m

Det storblockiga skiktet har ej större utsträckning än den fig 7 visar. Det kilar ut såväl åt S som åt N. Fig 8 visar norra väggen 20 m till höger om X på fig 7. Här är sedimenten finkorniga och grovblockiga lagret saknas helt.

Sedimenten i Sölve norra grustag är i stort sett grova och verkar proximala. Det moränartade skiktet bör ha uppkommit på samma sätt som motsvarande skikt i Lörby nellersta grustag, dvs. genom inbäddning av ett isblock i sedimenten. En svag nedåtböjning av ovanför belägna sediment är skönjbar och visar, att en åsgrop bildats efter det bortsnälta isblocket. I Sölve norra grustag är stupningen övervägande N-lig - NE-lig.

1967 hade grustaget vidgats och stupningar i andra riktningar kunde observeras t ex även i S - SSW. Diskordantskiktning förekom och ytterligare fyra linser med moränartat material kunde iakttas.



FIG. 7. SÖLVE, NORRA GRUSTAGET, VÄSTRA VÄGGEN. DET GROVBLOCKIGA ÖVRE SKIKTET ÄR MORÄNARTAT.



FIG. 8. SÖLVE, NORRA GRUSTAGET, NORRA VÄGGEN. FOTOT ÄR TAGET OMEDEL-
BART N OM VÄSTRA VÄGGEN PÅ FIG.
7. DET MORÄNLIKLANDE LAGRET SAK-
NAS.

I det nellersta och södra grustaget i Sölve var år 1959 sedimenten betydligt finare och lagren låg flackt. I den tillgängliga profilen växellagrade sand med grus.

År 1967 hade dessa grustag förenats till ett och de perifera sedimenten hade annan karaktär än de centrala. Materialets grovlek var växlande och stora block fanns här och var i de finkorniga sedimenten. Diskordantskiktning var även här vanlig, och delvis var sedimenten veckade.

Lörby skog. Vid Lörby finns en tallbevuxen sandhed, Lörby skog. Jordarten betecknas på den geologiska kartan som rullstensgrus. Wennbergs lokal 219, pkt 1, pl 11 befinner sig här. Wennberg uppmätte följande profil:

Svallgrus, bönstora stenar	0,0 - 0,6 m
"isälvsgrus", noränartat, kantavrundade stenar	
med påsittande grusig njäla	0,6 - 4,0 m
lerig till njälig no	4,0 - 5,0 m
njälig no utan sten	5,0 - 7,4 m
nellansand utan sten	7,4 - 7,6 m

"Endast i den skarpa kontakten mellan svallgrus och noränartat, relativt osorterat isälvsgrus låg allmänt med 1 - 2 m stora block, dvs en i N - S utsträckt grusavlagring överlagrar med skarp gräns lerig till njälig no". (Wennberg 1949 s 155) "Det noränartade gruset på pkt 1 avlastades mot V ovanpå njälan" (1 c s 158). "Mot NV ligger pkt 1 (lok 219) i en liknande rygg, där njäla och no överlagrats av noränartat grus" (1 c s 160). Wennberg låter denna lokal vara utslagsgivande, när han vill visa att noränmaterial från SE lagrats över subglacialt avsatt sediment.

Efterson 1959 tre stora grustag fanns i Lörby skog, kunde bildningen lättare överskådas. Deltastrukturen framkommer särskilt tydligt i Lörby norra grustag (fig 9).

Lagerföljden var i den nordligaste grustakten överst ca 25 - 75 cm svallgrus, därpå isälvsmaterial ca 6 m med WSW-lig stupning. Materialet består till största delen av fin sand, i den undre hälften av avlagringen växellagrande med grusiga lager innehållande sten ned upp till 1 dm:s diameter.

I Lörby nellersta grustag (fig 10) (sannolikt Wennbergs ovan nämnda lokal) uppmättes följande profil:

196

196

196

196

196

196

196

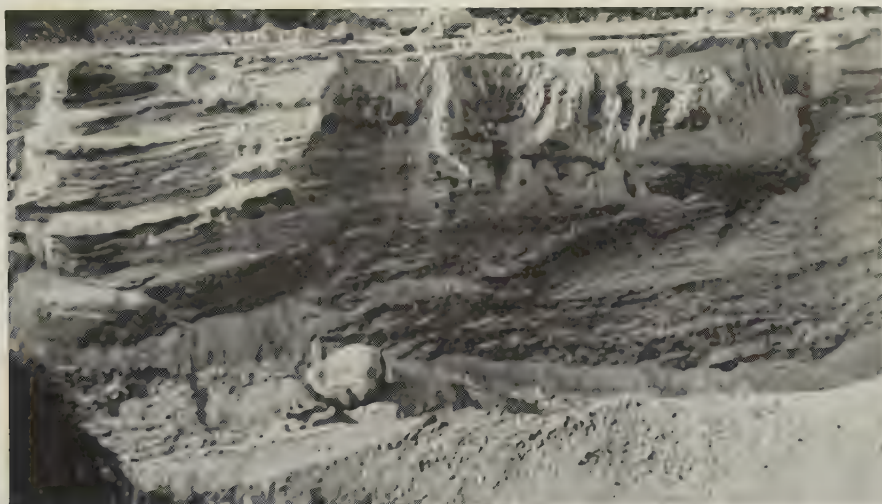


FIG. 9. LÖRBY, NORRA GRUSTAGET, NORRA
VÄGGEN, STUPNING MOT WSW.



FIG. 1C. LÖRBY, MELLERSTA GRUSTAGET, STUP-
NING MOT SE. BLOCKEN LIGGER I MO-
RÄNARTAT MATERIAL.

Svallgrus	1,0 m
Isälvsgrus (ned lagren stupande åt SE)	1,5 m
Grovblockigt, otydligt eller ej skiktat material	1 m +

Den undre delen av profilen doldes redan 1959 av nedrasat material. Den mo och mjåla, som Wennberg fann underlagra det grova skiktet, är således ej synlig.

Stenarna i det grovblockiga skiktet har ett påsittande skikt av mjåla. Men lagret återfinnes ej i Lörby norra och Lörby södra grustag, som båda är några hundra meter avlägsna. Lagret synes numera endast på några få meters längd i grustaget.

Man kan konstatera, att blocken ej har sköljts rena, och att bildningen har moränkaraktär. Men eftersom den är en rent lokal företeelse, bör man kunna tänka sig, att materialet härstammar från ett moränrikt isblock, som bäddats in i isälvs materialet. Detta är troligen på denna lokal till största delen submarginalt avsatt.

Profilen i Lörby södra grustag, som 1959 exploaterades, var följande:

Flygsand	0,2 m
Svallat material	1,2 m
Glacifluvialt material, stupande 10° mot NW	1,0 m
Nedrasat material	1,0 m

Det glacifluviala materialet är grovt och föga rundat. I grustagets botten finns talrika stora block, och grustäkten bör ha nått ner till moränen. Hela den glacifluviala lagerserien är således endast omkring 4 m mäktig.

1966 hade ännu ett grustag öppnats E om ovan nämnda Lörby södra grustag. Även här är avlagringen av normal glacifluvial karaktär. Mäktigheten är ca 6 - 7 m.

Grustagen representerar avlagringar på olika avstånd från isranden, och materialtillförseln har skett från Mörrumåns dalgång.

Ysane. Två grustag finns norr om Ysane kyrka.

Profilen i det södra mindre grustaget 1959:

Svallgrus	1,0 m
Skiktad singel och grov sand, stupning 15° mot W	1,6 m
Diskordantskiktad finsand, stupning $20-25^{\circ}$ mot W	0,4 m

Sanden och det singelliknande gruset är av samma typ som den av Bergdahl (1953 s 165) beskrivna banken av svallgrus. Detta har förmodligen av östliga stornar förts över grusåsens krön.

Vid vattenytans fortskridande regression har det normala strandsvallade gruset uppkommit. Även litorinatransgressionen torde ha onlagrat gruset och den strandvall, som följer grusavlagringens krön har sannolikt bildats under litorinatid.

I ett grustag N om föregående var profilen i september 1959 följande:

Svallgrus	1,0 m
Diskordantskiktad mellansand med svagt W-lig stupning	2,0 m
Mjällig lera	0,2 m

Sedimenten är fina distalsediment så gott som utan inblandning av sten eller grus. Detta grustag var 1967 helt utbrutet. Den sedimentförande isälven bör ha haft sin mynning öster om denna lokal.

Tre isälvar, som alla kommit från N, har under isavsmältningen avsatt sediment på Listerlandet, vilket gör ytterligare sannolikt, att isranden hade ungefärlig E - W-lig riktning. Varken räfflor eller sediment ger något stöd för en inträngande baltisk is eller för en av tryck från den baltiska isen mot W eller NW ändrad rörelse hos "snålandsisen".

SENGLACIALA STRANDBILDNINGAR

Mättningsnoggrannhet

Mätningarna är, där ej annat angives, utförda med avvägningstüb. Där långa avvägningsslinjer näst dragas från en fixpunkt till ett undersökningsområde, har kontrollavvägning skett. De långa profil-linjerna på Listershuvud och Hanö har dessutom erhållit en extra kontroll, genom att de förts ned till havsytan. Vid kontrollmätningarna har ej felet tillåtits överstiga ± 1 dm. Kontrollavvägningen av utgångspunkten för nätbordskartan över Listershuvuds strandlinjer gav ett fel mindre än 2 cm.

Strandmärkens höjdläge i förhållande till vattenytan

Von Post klassificerar i sitt arbete av år 1956 (s 101) strandmärken på följande sätt: 1. Littoral banks = strandvallar. 2. Boulderfields = stengärden. 3. Accumulation terraces, 4. Shore cuts = strandhak. 5. Abrasion terraces. 6. Sublittoral plains. 7. Rock beaches.

Dessas värde för bedömning av vattenytans nivå anser von Post vara följande:

1. Strandvallarna varierar i höjd beroende på exposition och landytans lutning. Höjden över den vattenyta, vid vilka de bildats, kan vara upp till tre meter. På grund av variationerna ansåg von Post den mindre lämpliga för bestämning av vattenytans läge, då stor noggrannhet fordras.
2. Boulder fields = stengärden (i detta arbete kallade klapperfält), ersätter strandvallar på starkt exponerade lokaler. De har ofta på landsidan ett horisontellt plan, som tydligen indicerar högvattenståndet. Klapperfältens övre gräns skulle således noggrannare än strandvallarna visa vattennivån.
3. Akkumulationsterrassens fot utmärker högvattenstånd.
4. Strandhak registrerar med största noggrannhet vattenytan. De kan sägas vara en embryonal form av abrasionsterrassen. Ofta är de åtföljda av isskjutna block, som pressats in i själva haket. Under strandlinjen ligger frisköljda block.
5. Abrasionsterrasserna är en vidare utveckling av strandhak. Terrassfoten ger ett utmärkt höjdvärde på den forna vattenytan.

6. Sublitorala slätter är bildade under havsytan vid långa uppehåll i den negativa strandförskjutningen.
7. Klippkustens utformning är starkt beroende av bergartens struktur och förklyftning.

Rudberg gjorde (1967) observationer på Gotland. Den gräns, som bränningar kan nå under exceptionella omständigheter, kan iakttagas i kontrasten mellan vitt strandgrus och grått. Det vita gruset saknar lavvegetation på grund av slipning i bränningszonen. Dess övre gräns ligger vid Långhamnars hamnar (Fårö) så högt som på 3 - 3,75 m. Normalt ligger den på 2 - 3 m över medelvattenståndet, medan den inne i viken vid Kappelshamn ligger så lågt som på 1,5 m. En observation vid Lauters (Fårö) ger värdet 5 m. För äldre iakttagelser svarar Lundqvist (1940 s 93) som vid Visby iakttagit, att en strandvall kastades upp till 2,4 m:s höjd över vattenytan under en storm år 1931.

Inom undersökningsområdet dominerar bland strandnärkena vallar och abrasionsterrasser. De förra förekommer framförallt på svagt sluttande moränmark och växer, där materialtillgången varit riklig och expositionen stark (t ex på Ryssbergets E-sida och Listershuvuds SE-sida) ut till maktiga klapperfält.

Sublitorala slätter av senglacial ålder saknas i undersökningsområdet, och i klippkusterna har inga terrasser utbildats.

Efterson strandvallskrönen är mycket variabla i höjd i förhållande till vattenytan, kan det tyckas, att man ej bör lägga ner allt för stort arbete på att avväga och kartera dessa. Som maxinalvärde på kröndifferensen hos en och samma vall inom undersökningsområdet har erhållits värdet 1,5 m. Att trots detta författaren fäst stort avseende vid att kartera strandvallar har flera skäl.

På Listerbergen, Hanö och även på Ryssbergets E-sida är vallarna de förhärskande strandnärkena. Fullständiga strandnivåserier kan ej erhållas på annat sätt.

Då de klimatiska agenterna på de när- och likbelägna bergen bör ha varit i stort sett desamma, torde profiler draga i samma väderstreck vara direkt jämförbara. Vallkrönens höjd varierar från den ena lokalen till den andra som följd av markens lutning och jordartsskillnader. Differensen mellan de i profilerna närbelägna vallkrönen bör bli ungefär densamma. Konnektion mellan lokalerna blir härigenom möjlig.

Genom att avväga abrasionsterrasser, som i fält kan konnekteras med strandvallarna, kan man få fram ett riktigare värde på vattenytorna. Som exempel kan nämnas, att högsta uppnädda krönhöjden på litorinavallen på Listershuvud är 9,0 m, medan motsvarande terrass på Hanö har foten vid 7,1 m. Den olika expositionen har alltså bidragit med en skillnad på 1.9 m.

Enligt Tanner (1930 s 30) ligger vallkrönets höjd "på branta, raka strandvallar vanligen några dm lägre än den korresponderande abrasionsterrassens fot, men den har befunnits variera för branta vallar mellan + 0,3 och - 0,6 men även avvikelse på + 1,55 har iakttagits. Hos den breda, platta valltypen äro variationerna hos krönytan däremot ringa och så långt mina mätningar giva vid handen, sammanfalla dessas krönhöjder i allmänhet på $\pm 0,1$ à 0,2 m när ned höjden för de tillhörande i jord abraderade terrassernas fot."

Enligt Bergsten (1943 s 193) ligger ofta en vall på ett erosionshaks terrassplan och får anses bildad vid samma vattenyta som erosionshaket. I sådana lägen når vallen endast terrassfotens höjd eller obetydligt över denna.

I sand och grus blir terrassfoten utjämnad genom ras och man får uppskatta, var den ursprungligen legat genom att söka den punkt, där terrassens plan skär varandra. Härigenom kan mätningsfel uppkomma. Bergsten (1943 s 190) fann, att skillnaden mellan mätningar i isälvsgrus på samma lokal i 85 % av fallen ej översteg 0,30 m och i 60 % av fallen ej 0,15 m. Terrassfoten ger ett gott värde på vattennivån, även genom att den på samma lokal varierar mycket litet i höjd. Där terrassfoten är diffus kan lämpligen ett antal isskjutna block mätas, dvs om terrassen är utbildad i morän. Så har i regel skett vid mina undersökningar. Där så varit möjligt har varje vall och terrass avvägts på minst två ställen och medelvärdet införts i profilerna.

Tidigare undersökningar.

Munthe (1940 s 40) anger höjden av HK till "å nordligaste delen av Ryssbergets östra sida c:a 75 m (NE härom har De Geer siffran 59); S om föregående lokal och W om Gannalstorps kyrka 62 och 72, S om föreg. och W om Jockarp 63 (i närheten har De Geer 55 m). - Godtagbara anser Munthe dock De Geers siffror 53 - 55 vara i fråga om Listerhalvön och Hanö, alltså SE ut från Ryssberget".

Angående Jockarpsfältet meddelar Munthe (1940 s 41) som nått på högsta ytan 58 m ö h, nedan i närliggande dalgång strandgruset når c:a 2 m högre. Ovanför detsamma är noränslutningen kraftigt urgröpt genom vågornas arbete, som nått upp till en markerad terrass med foten på c:a 68 m ö h, dvs c:a 10 m högre än strandnalsfältet. Dettas betydande material stannar i huvudsak från den ovanför varande noränmarken.

C:a 10 m över strandnalsfältet vid Jockarp finns en terrass, men denna lutar mycket starkt och kan anses ha bildats genom lateral erosion.

Ulf upprättade 1948 nivåkartor över klapperfältet vid Gunnarp (numera exploaterat) och över terrasser och klapperfält vid Jockarp. Vid Gunnarp fann Ulf en terrassbrink med foten på 55 m, och terrasser-
ring kan också urskiljas vid 52, 49, 44, 41, 39, 36 och 32 m. Slutligen finns ett paulinnäddt gräsplan med en medelhöjd av 20 m öster om det karterade området. Ulf fann i Jockarp en högsta strandlinje på 57 m men återfann ej Munthes terrass på 68 m. På sin nordligaste lokal nåtte Ulf en strandlinje på 72 m.

Nilsson (1953 s 239) har uppmätt en serie strandlinjer på södra Ryssberget. Höjdvärdena på dessa är: 19,0, 25,0, 31,0, 38,0, 46,0, 52,0 och 55,0 m. I en serie från Håkanryd anger han följande värden (1 o s 239): 26,0, 33,0, 39,0, 46,0, 55,0, 73,0 och 101,0 m. Även på Listershuvud har Nilsson uppmätt höjden på en serie strandlinjer (1 o s 239): 6,3, 8,6, 11,5, 15,5, 18,0, 42,3 och 52,5 m.

LISTERSHUVUD

Iakttagelser

De stora läsidesmoränerna söder om Listerlandets urbergsklackar erbjöd efter inlandsisens avsmältning idealiska betingelser för strandlinjebildning. Mäktig morän finns till över 55 m:s nivå på Listershuvud, Hanö, Getabjer och Stibybacke. Den blockrika moränen har lämnat material till vallar, ofta bestående av klapper. För vallbildningen bör också terrängens lutningsgrad ha spelat en roll, och strandvallarna är bäst utbildade söder om bergklackarna, där drunlinryggarna är flackast ned en lutning av 4 - 5 m på 100 m. Slutligen var Listerlandets berg i det senglaciala havet fritt exponerade för vindar från SE.

På Getabjers och Stibybackes SW-sidor finns svänsand, där strandmärkena är utbildade som abrasionsterrasser. På Ryssbergets SSW-sida, vid det s k kruthuset, finns också svänsand med några snärrer terrasser.

Listerlandets utan jämförelse nest fullständiga serie strandvallar finns på Listershuvuds drunlin, som har en lutning i N - S av 4 m på 100 m (fig 11). Omedelbart söder om Listershuvuds triangelpunkt (83,84 m), är berget täckt av morän, utbildad som en vackert välvd, uppodlad drunlinrygg. Odlingen på drunlinen sträcker sig åt söder ner till ca 60 m, varefter marken ett hundratal meter i S-lig riktning är mera stenbunden och användes till betesmark. Moränen övergår ned skarp gräns i strandgrus.

Vid gränsen har två små strandhak avvägs, på västsidan ett ned en rad isskjutna stenar. Dessas nedre kant låg på en höjd av 56,1 m. På SE-sidan finns ett strandhak på 55,2 m. Under denna nivå finns ej mindre än 29 strandvallar med väl utbildade krön (fig 12, 13, Hellberg 1963, 1969).

Den översta vallen (1) kan följas längs bergets W-sida, där den höjer sig ända till 2 m över bakenvarande vallgrav. På sydsidan svänger vallen hästskoformigt över drunlinryggen och blir allt otydligare på E-sidan. Alla höjdsiffror på vallkrönen i tabellen anges från W mot E.

Denna vall bör vara utbildad vid en större fri vattenytas högsta nivå. Abrasionshaken på 55,2 och 56,1 m är utbildade vid en högre vattenyta än vallen. Detta är särskilt tydligt för

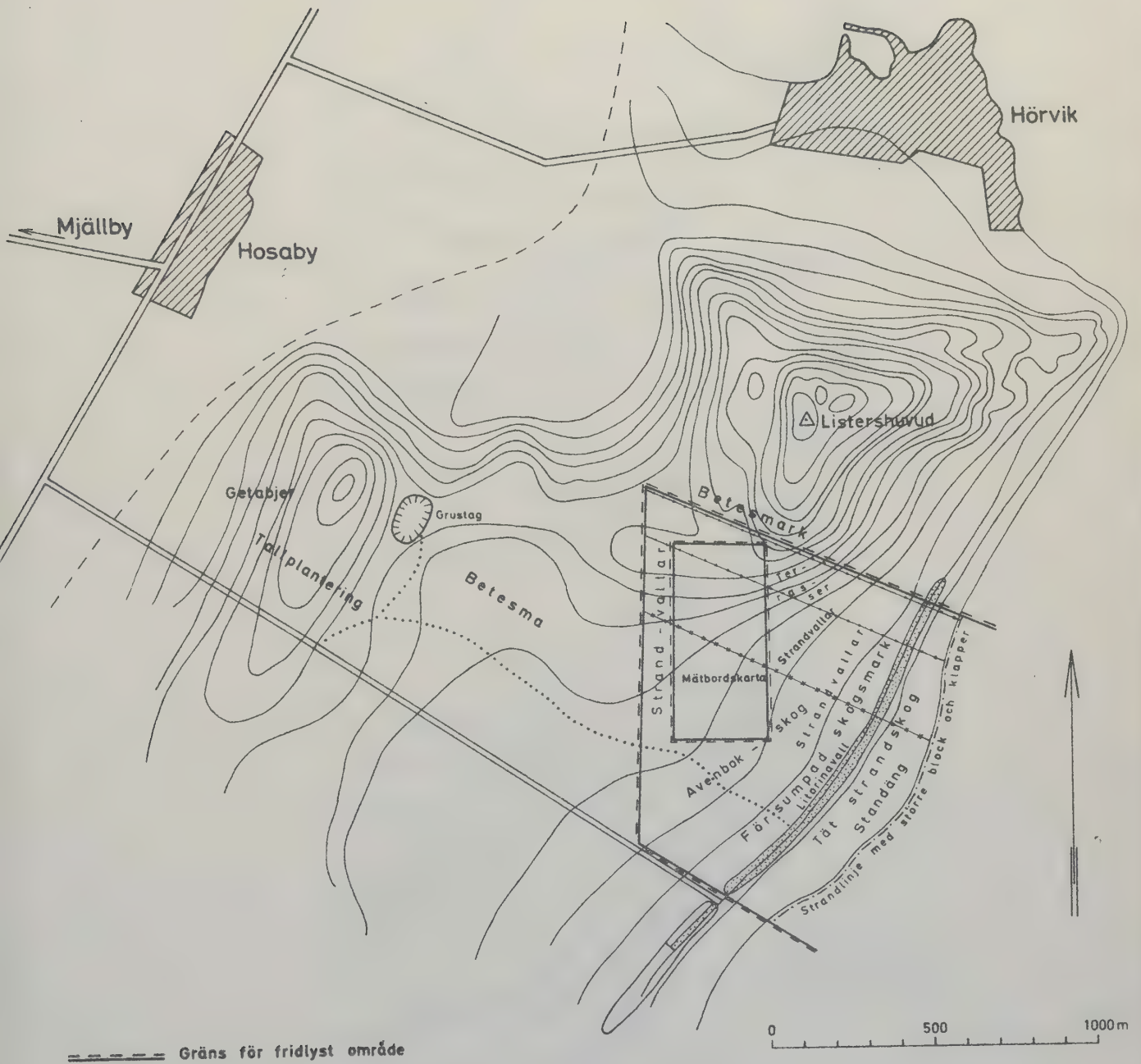


FIG. 11. ÖVERSIKTSKARTA ÖVER LISTERSHUVUD OCH GETABJER.
(HELLBERG 1969).

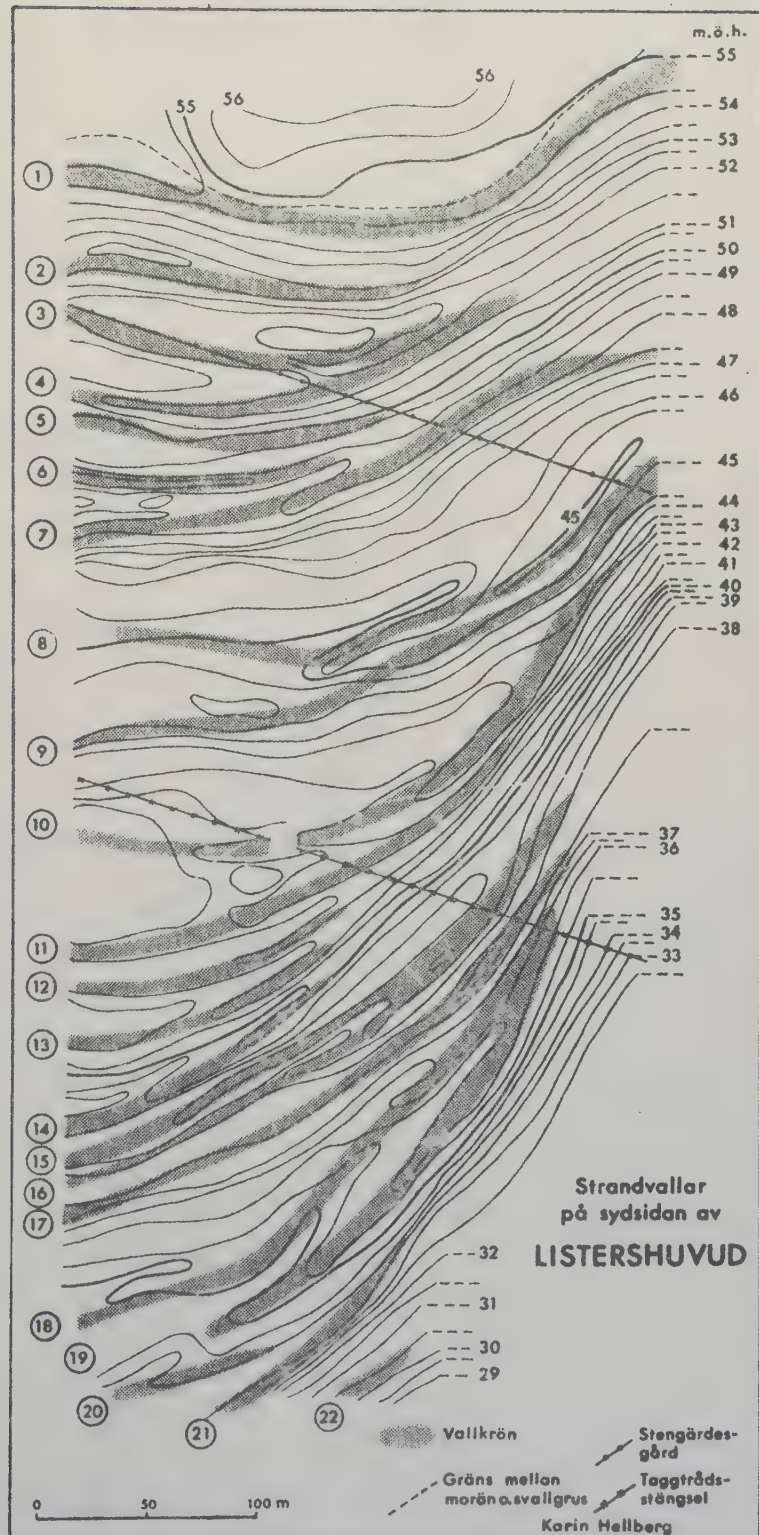


FIG. 12. (HELLBERG 1969).
KARTANS LÄGE SE FIG. 6.

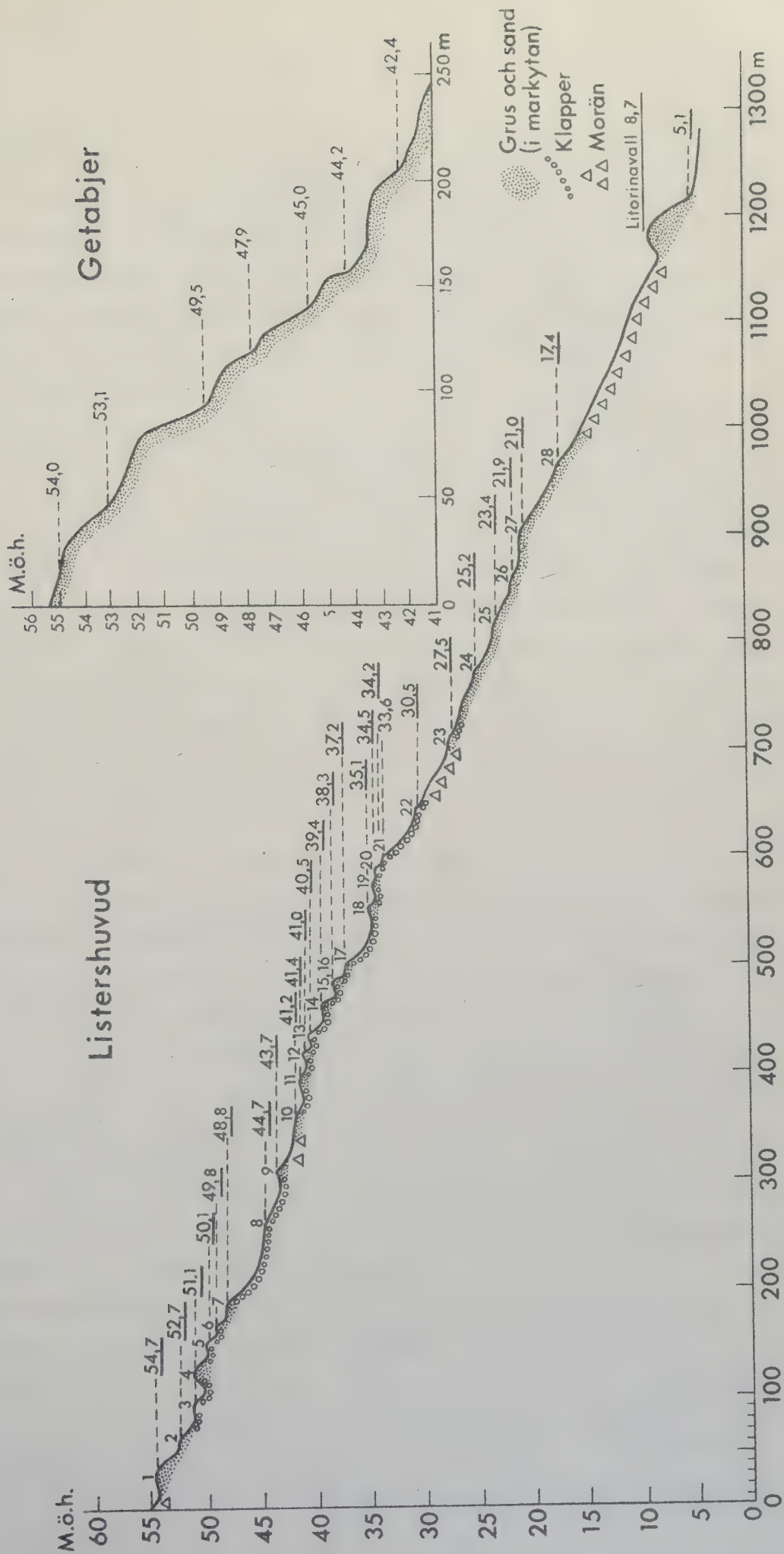


FIG. 13. PROFILRIKTNINGAR SE FIG. 6.

strandhaket på 56,1 m, som ligger bakom ett näktigt parti av vallen. Den högsta vallen är helt täckt av grus. Vall 2 är lägre och endast utbildad i kartans västra del. Vall 3 är av samma typ som alla underliggande vallar. Det plana vallkrönet är täckt av fina sediment, grus och sand, och är gräsbevuxet. Vid yttre vallfoten finns klapper, som sträcker sig fram till nästföljande valls inre vallfot. Vall 4 sammanlöper med vall 3 i kartans östra parti, och under deras nivå finns ett stort klapperfält.

Vall 5 och 6 är endast synliga i kartans västra parti. Åt öster övergår de i klapperfältet och framträder ej alls i detta. Åt väster övergår de onärkligt i norännark. Vall 7 är en av fältets näktigaste. I kartans östra parti utgöres krönet av klapper och ingår i ovannärnda klapperfält. Vallen är från yttre vallfotens nedre gräns räknat ca 3 m hög. På yttre vallfoten finns två strängar med grus. Efter ett parti med frisköljda, föga avrundade block kommer en klappervall (8) vars krön endast är grustäckt och gräsbevuxet på ett mindre parti i kartans västra del (fig 14). Vall 9 är däremot täckt av fina sediment. Mellan vall 9 och 10 finns i kartans västra del morän med frispolade block. Det är det enda området inom kartans gränser, där klapper helt saknas.

Vall 10 är näktig. I kartans östra parti ser det ut, som om vallen hade en yttre, sex meter hög vallfot (fig 15). Denna sluttning är fältets ståtligaste klapperbildning. I kartans västra parti motsvaras klapperbranten av ej mindre än fyra utbildade vallkrön (11, 12, 13 och 14). Västra delen av vall 14 bildar tillsammans med vall 15 och 16 ett praktfullt vallkomplex. Vall 15 och 16 kan följas över hela kartans bredd, medan vall 17 är en mindre vall på utsidan av vallkomplexet. Vallarna 18, 19, 20 och 21 bildar det nedersta stora vallkomplexet inom kartans område. Liksom förhållandet var nedanför vall 10 med underliggande vallkrön, är krönen av vallarna 19, 20 och 21 utbildade endast i kartans västra parti. På nätbordskartan syns även en del av den obetydliga vall 22.

I det detaljarterade områdets västra del avvägdes en profil (fig 13) som utsträcktes i sydlig riktning till nuvarande strand. Därvid passerades ytterligare sju vallar (23 - 28, litorinavallen).

Ca 400 m i NE-lig riktning från profilen räknat är dessa vallar bättre markerade och har mellanliggande klapperfält. En avvägning där lämnar följande siffror på krönens höjd: 28,5, 24,4, 22,1, 20,1,

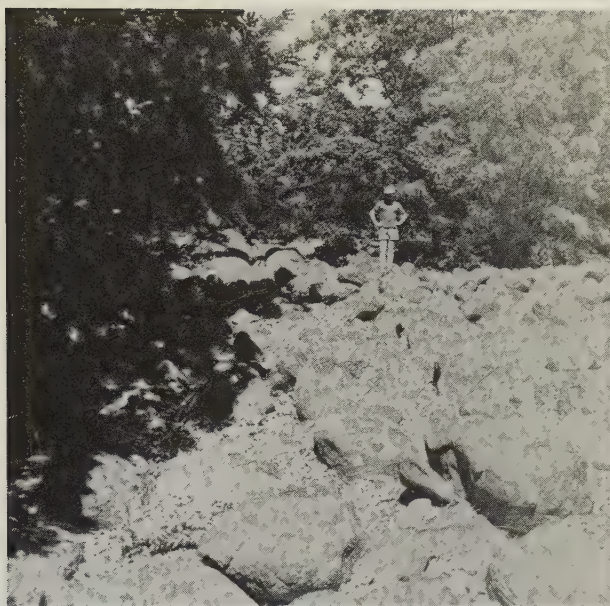


FIG. 14. LISTERSHUVUD, VALL 8.
POJKEN STÅR PÅ KRÖNET.



FIG. 15. KLAPPERBRANTEN NEDAN-
FÖR VALL 10. POJKARNA
STÅR PÅ KRÖNET AV VALL
10.



FIG. 16. LISTERSHUVUD.
BLOCK- OCH KLAPPERFÄLT
UNDER 49 M NIVÅ.



FIG. 22. KLAPPERFÄLT VID JOCKARP PÅ RYSS-
BERGETS OSTSIDA, PROXIMAL TERRASS-
HÖJD 52,5 M.

19,4, 18,2, 17,4 och 8,6 m. Denna avvägningsslinje drogs längs drumlinsens ostsida och fortsattes uppför den över 30 m:s nivå branta sluttningen, till dess att det detaljkarterade onrådets NE-hörn nåddes (fig 6). Härigenom erhöles värden på de olika huvudvallarnas krön i brantare sluttning (15 m på 100 m). Av de mindre vallarna syns här ej spår och de större vallarna motsvaras endast av ett parti med finare sediment och vegetation mellan i regel mycket grov klapper.

Vall 18 och 19 kan följas och avvägs till 35,4 m. Vall 15 motsvaras av en sedimentsträng på 39,0 m. Vall 10 avvägs till 41,2 m. Vall 7 låg på 46,2 m, och över denna ligger ett fält av mycket grova block med sin övre gräns vid 49,0 m (fig 16). Övre gränsen motsvarar vall 3.

Strandvallarnas genes

Från Listerlandet är det 20 mil till Östersjöns sydkust och 35 mil till den östra stranden. Listerlandet ligger däremot i lä för västvindar. Det är möjligt, att man kan räkna med ett delvis isfyllt östersjöbäcken vid den tid, då Listerlandets äldsta strandvallar uppkom, och relativt korta stryklängder i östlig riktning. Sedan den baltiska istungan avsmält, borde dock såväl ost- som sydvindar äga förutsättningar för utbildning av vågor med stor erosionsförmåga.

Vallkrönen på Listershuvud har sina högsta punkter längs en linje med SSE-NNW-lig riktning. Abrasionen synes ha varit starkast i SSE.

För alla vallarna gäller att de har finjordstäckt krön. Klappern närmast krönet är väl rundad och har en medelstorlek av 5 cm - 1 dm. Bäst rundad och minst är den i de största vallarna. Mot vallfoten tilltar klapperstorleken. I regel är medelstorleken vid vallfoten 0,5 m men stundom ända till 1 m (rundnötta block).

Hur har spolningen av moränen tillgått? Hur har sorteringen av materialet i grus på vallkrönen och allt grövre klapper mot vallfoten ägt rum? När oscillationsvågen kommer in på vatten, grundare än våghöjden, bryter den. Då sker delvis en omvandling av dess energi genom att vågkrönet faller framåt. Det nerfallande vattnets tryck på framförvarande vattenyta åstadkommer en translationsvåg.

Denna för material framåt och sorterar materialet i grövre fraktioner längst ut och finare längst in. Strandvallen byggs upp med block och klapper vid foten och sand på krönet. I övrigt hänvisas till gängse handböcker och sammanfattande uppsatser (jfr t ex Johnsson 1919, Norrman 1967).

Av kartan framgår att betydligt flera vallkrön kan urskiljas på väst- än på ostsidan, som är den brantare. Vågor, som kommer in mot en långgrund strand, undergår refraktion, dvs deras riktning blir vinkelrät mot strandkonturen på grund av att hastigheten minskas på grunt vatten. Mot en udde koncentreras vågornas energi, därför att vågfronten blir konkav, vilket innebär en förkortning av vågfronten. I en vik blir däremot vågfronten konvex, vilket innebär en förlängning och en försvagning av vågornas erosionskraft. Vågor som kommer in mot en strand under rät vinkel, är de starkast erosiva. Även vågor, som från andra riktningar än S kommer in mot den långgrundade drunlinstranden på Listershuvud har således kunnat abradera denna.

På bergets branta ostsida har refraktionen varit sämre. Vågor från S har kunnat falla snett in mot stranden. Därför bör erosionskraften av vågor från denna riktning på ostsidan ha varit mindre än på västsidan. De snett infallande vågorna från S har däremot kunnat åstadkomma en åt N riktad ström, som fört bort finare material.

Strandvallskomplex

I kartans östra del är "vallkrönen" eller finjordssträngarna komplexa och motsvarar följande vallar: 1-2, 3-6, 7, 8-9, 10-13, 14-17 och 18-21. Denna indelning i komplex är tydlig i terrängen också i vallonrådets centrum. Krönhöjderna har en mindre differens inom ett komplex än mellan de olika komplexen. Detta resulterar i att i den brantare sydostsluttningen har en enhetlig sedimentsträng bildats, då differensen mellan vattennivåerna varit ringa.

De mindre vallarna som intar mellanlägen mellan komplexen, representeras ej alls av någon synlig sedimentsträng. Vågenergin vid dessa nivåer har varit alltför låg för att tillräckligt med material skulle hinna föras fram och skapa en sedimentsträng. Det verkar i terrängen, som om man följde den övre vallen i varje komplex, och eftersom krönskillnaderna mellan den övre vallen och den närmast

underliggande är mycket ringa, kan man räkna sedimentpartiets övre gräns som motsvarande översta vällen i komplexet.

Eftersom de fina sedimenten transporterats till sydostsidan av vågströmmar, bör de ge riktigare värden av vattenytans medelnivå än de höga vallarna på sydsidan.

Vallhöjden sjunker också mot kartans västra sida, och några av vallarna försvinner helt onedelbart väster om det karterade området.

Terrängens lutning här är mycket liten och vattendjupet vid stranden torde ha varit så ringa, att vågorna ej förmått bilda höga vallar. Vallkrönen i kartans västra parti bör ge en bättre bild av medelvattenståndet än krönen i kartans centrum. En jämförelse mellan vallarna i tre lägen:

Tabell 1

Vall nr	Kartans västra sida	Vallarnas högsta parti	Bergets östra sida (övre sedimentgräns)	Differens mellan högsta och lägsta vallkrön
3	51,0 m	51,7 m	49,0 m	2,7 m
7	48,2 m	48,7 m	46,2 m	2,5 m
10	42,2 m	43,3 m	41,2 m	2,1 m
14	39,2 m	40,1 m	39,0 m	1,1 m
18	35,1 m	36,9 m	35,4 m	1,8 m

Man får räkna med en krönhöjd över medelvattenståndet på upp till 3 m, beroende på olika grad av exposition och varierande branthet hos stranden. Det anförda värdet bör vara ett minimivärde på hur högt en vall här kan kastas upp över medelvattenytan. Även de lägst belägna sedimenten bör ha legat något över vattenytans medelnivå.

Vallarnas relation till vattenytan vid olika intensitetsnivåer.

Strandvallskomplexen utgör alltså grupper av strandvallar, utbildade vid vissa nivåer under landhöjningen, där en större våg-energi kunnat koncentreras än på mellanliggande nivåer. De kallas här intensitetsnivåer.

I tabell 2 urskiljes ett antal sådana intensitetsnivåer vilka hänförs till 29 iakttagna strandvallar. Hela vallserier karte-

rade på nivåkartan motsvaras som nämnts av endast en vall på avvägningslinjen längs Listershovs SE-sida. Det kan antas att vallarna i de grupper som sålunda kan urskiljas, är utbildade vid samma vattennivå.

Tabell 2

Nivånummer	Vattenytans beräknade nivå i m ö h	Vallnummer	Krönhöjder på nivåkarta (Hellberg 1963)	Krönhöjd avväg- ningslinje 1 (SE-sidan)
1	56,2			Hak 55,2
2	52,5	1	54,1-55,6	" 52,5
3 a	51	2	52,7-53,0	-
3 b	49	3,4,5	50,0-52,0	49,0
3 c	47,5	6	49,1-49,3	-
4	46	7	48,2-48,7	46,2
5	43	8,9	44,1-45,7	-
6	40	10,11,12,13	40,7-43,4	41,2
7	37	14,15,16,17	37,5-40,1	39,0
8	34	18,19,20	34,2-36,5	35,4
9	32	21	33,6-34,0	-
10	29	22	30,1	-
			Profil 1	
11	26,5	23	27,5	28,5
12	22,5	24,25	23,4-25,2	24,4
13	19	26,27	21,0-21,9	19,4-22,1
14	16	28	17,4	17,3-18,2
15	7	29	8,7	8,6

De olika huvudnivåerna har numrerats från 1-15. Krönet på vall 1, som på sydsidan är föga näktig, varierar mellan 55,6 m:s höjd på västsidan och 54,1 m:s höjd på sydsidan. Krönhöjden bör ansluta sig till samma vattennivå som ett strandhak på ostsidan på 52,5 m.

Förhållandena på Getabjer visar, att vallarna 2-6 motsvaras av tre terrasser. Vall 3 och 4 är mycket välutbildade, och man kan räkna med att vallkrönet ligger 2-3 m över medelvattenståndet. Även den föga markerade vall 5 kan vara bildad vid samma nivå (3 b). Vallarna 6-13 bildar fyra vallkomplex mellan 49,3 - 40,7 m.

Vallarna 14, 15, 16 och 17 bildar även ett tydligt sammanhängande vallkomplex (7), som synes utbildat vid ca 37 m och tyder på ett längre uppehåll i vattenytans regression.

Vallarna 18-20 bildar ett komplex motsvarande en vattenyta på 34 m (8). Vall 21 hänför sig sannolikt till en vattennivå ett par meter lägre (9). Vall 22 är också självständig.

Fig 13 visar en serie vallar under 27,5 m (23-29). Vilka av dessa, som kan anses som representanter för skilda stränder, framgår ej av profilen. Enligt avvägningsslinjen är emellertid vall 23 enkel, medan vallarna 24-25 och 26-27 hela sträckan är parallella och ligger tätt intill varandra. Även vall 28 är i allmänhet dubbel. Man torde kunna räkna med intensitetsnivåer på ca 26,5, 22,5 och 16 m. Litorinamaximum har troligen legat på omkring 7 m, eftersom vallkrönets höjd växlar mellan 8,6 och 9 m.

Listershuvud och de följande lokalerna Getabjer, Hanö, Stibybacke, Hjärthalla och Mörbyklint har på grundval av de vid Listershuvud beräknade intensitetsnivåerna konnekterats i tab. 3.

ÖVRIGA LOKALER PÅ LISTERLANDET

Getabjer

(Fig 6, fig 13, fig 17, tab. 3) På Getabjers drumlin har en måtbordskarta över abrasionsterrasser uppgjorts (fig 17) och en profil avvägts (fig 13) samt strandvallar avvägts längs tre linjer (fig 6, A 1 2 - 4).

Kartan visar åtta terrasser i den sandtäckta sydvästsluttningen. Det översta svaga strandhaket ligger på 54,9 m. Av lägre terrasser syns 47,9 endast i kartans västra del. Den undermineras i kartans centrum och i sitt östra parti av brinken tillhörande underliggande terrass. Tillsammans bildar dessa två strandlinjer lokalens bäst markerade terrass med foten på 45,7 m.

Stibybacke

(Fig 6, fig 18, tab. 3) På Stibybackes drumlin avvägdes en profil i riktning $N 20^{\circ}E - S 20^{\circ}W$ och strandmärken längs flera linjer (fig 6, A 1 5 - 7).

Liksom på Getabjer finns här tydliga terrasser i sand på drumlinens sydvästsida. Där lutningsgraden på terrängen är mindre, är strandmärkena utbildade som vallar. Liksom på Getabjer saknas frisköljd klapper.

Profil 3, (fig 18) visar en terrassfot på 52,9 m. Om denna representerar den högsta vattennivån på Stibybacke, eller om det översta troligen obetydliga märket förstörts vid uppodlingen av intilliggande åker är osäkert. Profil 3 och avvägningsslinje 5 och 6 följer drumlinens sydsida. På Stibybackes ostsida avvägdes terrasser och en vall (A 1 7, fig 6). Sluttningen är här brantare än på sydsidan, och vallarna har ersatts av strandhak och små abrasionsterrasser.

Hanö

(Fig 6 och fig 19, tab. 3) Även på Hanö avvägdes profiler längs två linjer på västsidan. Den branta ostsidan är kalspolad.

Profil 4 drogs i västlig riktning (åt $W 13^{\circ}S$) från fyren till fiskelägets norra gräns. Längs denna linje saknas större klapperfält.

Profil 5 fick riktningen $N 63^{\circ}E - S 63^{\circ}W$ och drogs över de stora klapperfälten i drumlinen söder om fyren.

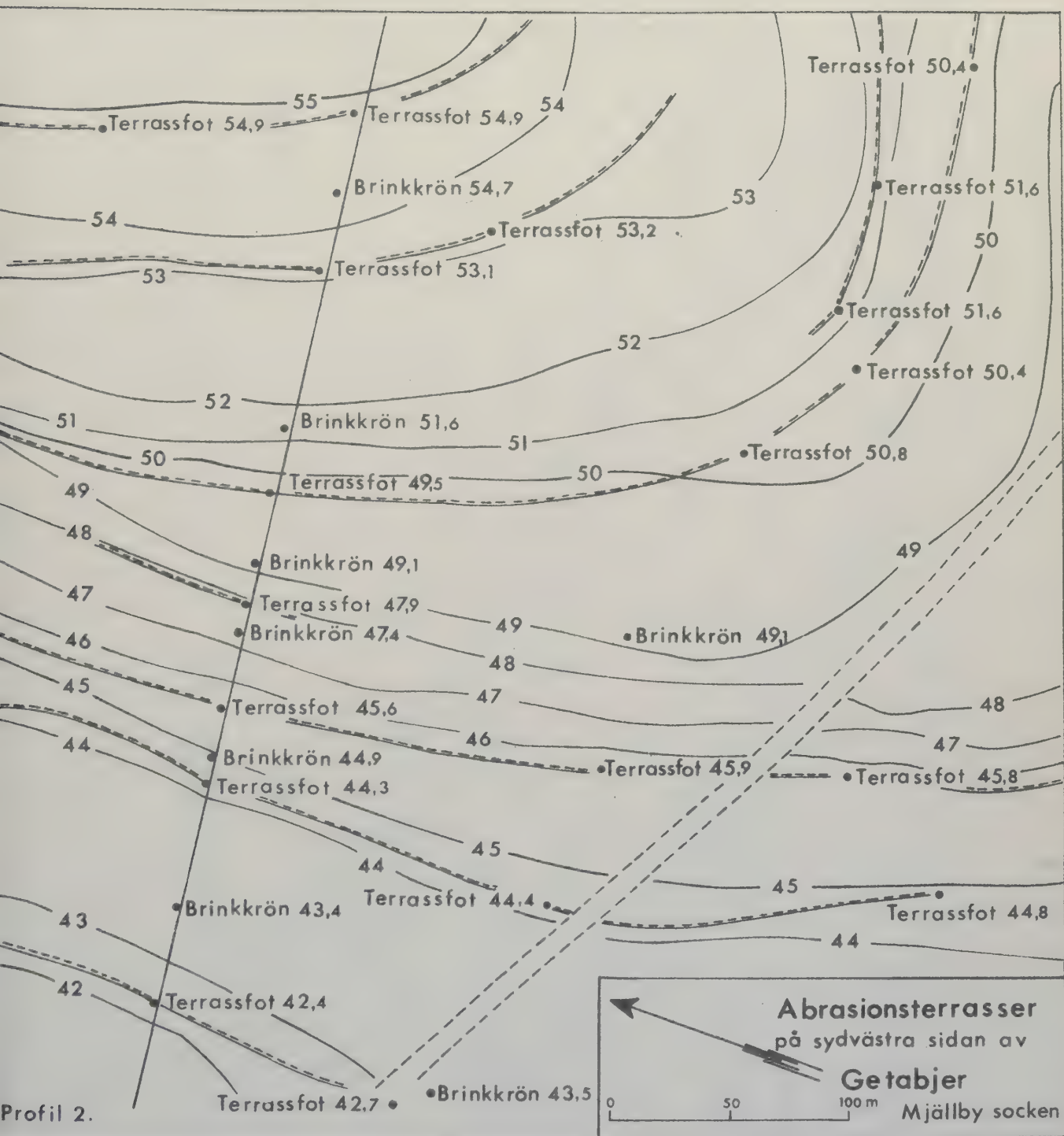


FIG. 17, KARTANS LÄGE SE FIG. 6.

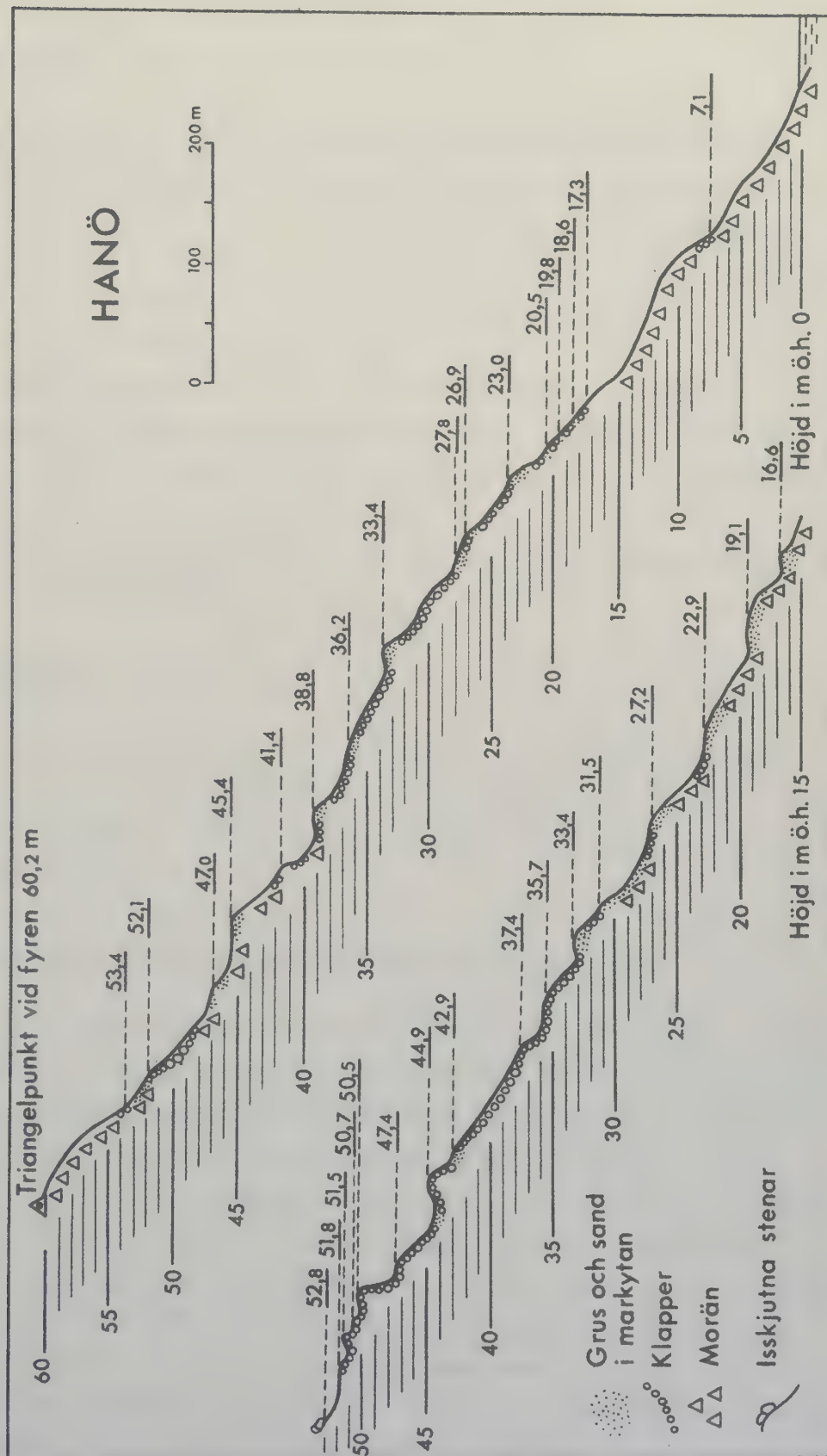


FIG. 19. PROFILRIKTNINGAR SE FIG. 6.

Norr om Hanö fiskeläge är litorinaterassen tydlig. Avvägningen har värdet 7,1 m. Söder om samhället ersättes terrassen av en vall.

Hjärthalla

(fig 6, tab. 3) På Hjärthallas sydsida finns ett mindre klapperfält med väl rundad klapper av ca en dm:s nedelstorlek. Fältet når upp till 50,4 m. Över 52,5 meters nivå är marken odlad. Åkrarna är omgivna av stengärdesgårdar. Något strandnärke på ca 53 m kan ej iakttas. En approximativ högsta strand kan gränsen för odlingen anses vara.

En avvägningslinje uppdrogs i sydsydvästlig riktning (A 1 8). De tre översta abrasionsterrasserna uppvisar isskjutna block. Vallarna därunder består överst av klapper mot lägre nivåer främst av sand.

Nedanför den understa vallen finns endast frispolad morän ned till den avlägsna litorinavallen.

Mörbyklint

(Tab. 3) Endast en kort avvägningslinje har dragits upp på västsidan. Vid 43,1 återfinns den övre gränsen för klapper. Alla vallar och terrasser är utbildade i klapper. Mörbyklint når ej upp till HK.

Konnektion av strandlinjerna på Listerlandets berg

I tabell 3 har huvudnivåerna konnekterats. Någon gång kan på en god lokal, t ex den senare behandlade vid Ryssbergets sydspets, de flesta vallkrönen från Listershuvud återfinnas, men i regel motsvaras varje huvudnivå av endast en till två vallar. Detta synes tyda på, att huvudnivåerna är reella, men kan bero på morfologiska olikheter mellan de olika lokalerna, t ex variationer i markytans lutningsgrad, materialtyp och materialmängd. I tabellen anges siffror för högsta och lägsta strandlinjeobservation inom varje huvudnivå. Där såväl vallar som terrasser finns på samma lokal anges höjddifferensen för båda typer av strandnärken. Siffror inom parentes vid Getabjer anger sannolika konnektioner med vallnummer på Listershuvud.

Nivå - nummer	Beräknad vatten- nivå	Listershuvud	Getabjer	Hanö	Stibybacke	Hjärthalla	Mörbyklint
1	54,5	56,1 - 55,2A	54,9 A	-	-	-	-
2	52,5	54,1 - 55,6V, 52,5A	53,1 - 53,2A	52,8 - 53,4A	52,9 A	-	-
3 a	51	52,7 - 53,0 V	51,6 A	-	-	-	-
3 b	49	50,0 - 52,0 V	49,5 - 50,4A	50,5 - 52,1V	47,7 - 48,4 A	50,4V - 48,4A	-
3 c	47,5	49,1 - 49,3 V	47,9 A (6)	-	-	-	-
4	46	46,2 - 48,7 V	45,6 - 46,5A	47,0 - 47,4V	45,2 - 45,6 V 44,8 - 45,9 A	44,8V - 45,2A	-
5	43	44,1 - 45,7 V	44,3 - 45,2A(8) 42,4 - 42,7A(9)	44,9 - 45,4V	41,4 - 42,5V, 42,6A	41,1 V	43,1
6	40	40,7 - 43,4 V	41,2 A 39,6 A (13) 40,8 - 40,0 V	41,4 - 42,9V	40,2 - 41,2V, 41,6A	38,8 V	38,0V, 38,1A
7	37	37,5 - 40,1 V	37,4A, 39,3 V	37,4 - 38,8V	38,2 - 39,4V, 38,4A	36,9 V	-
8	34	34,2 - 36,5 V	36,3 V	35,7 - 36,2V	34,1 - 35,6V, 35,8A	34,4 V 32,3 V	33,4V, 34,4A
9	32	33,6 - 34,0 V	33,4 V	33,4 - 33,4V	31,7 - 31,9V, 29,9A	31,3 V	-
10	29	30,1 V	-	30,7 - 31,5V	-	29,4 V	-
11	26,5	27,5 - 28,5 V	28,0 V(Ö prof.)	26,9 - 27,8V	26,5 V - 27,0 A	26,7 V	-
12	22,5	23,4 - 25,2 V	22,5 - 24,1 V	22,9 - 23,6V	24,5 V	23,3 V	-
13	19	19,4 - 22,1 V	19,8 - 21,2 V	18,6 - 20,5V	22,2 V	19,6 V	-
14	16	17,3 - 18,2 V	16,5 - 17,3 V	16,6 - 17,3V	16,6 V	15,8 V	-
Litorina max	7	8,6 - 8,7 V	9,0 V	7,1 A	-	-	-
		-	3,0 V	-	-	-	-

Baltiska issjön i västra Blekinge

Av ett diagram över strandförskjutningen i Sölvesborgstrakten framgår, att Munthe (1940, tavla VI) anser den totala landhöjningen i Sölvesborgstrakten vara ca 210 m. Den netakrona baltiska issjögränsen (BI₁) ligger på 60 m ö h. Vid tiden för tappningen genom Plantadalen hade en regression skett till 30 m ö h. Vid tappningen sjönk vattenytan till 5 m ö h men transgredierade till 27 m före första tappningen vid Nordbillingen. Första Yoldianivån kommer enligt schemat att ligga 22 m u h. När en baltisk issjö för andra gången dändes upp genom isens framtöt mot Nordbillingen, nådde transgressionen ungefär den nuvarande stranden. Under följande skeden låg Östersjöns yta lägre än nu i Sydblekinge.

Vid Rörum S om Stenshuvud räknade De Geer (1917) en lervarvs-serie om mer än tusen varv, som han anser vara avsatt under israndens recession genom nordöstra Skåne till Göteborgsmoränens israndlinje, som han anser förlöpa här. Lervarvsserien avsattes i Rörumissjön, som så småningom övergick i Skåne - Kalmarissjön.

Nilsson tänker sig i enlighet med De Geer Rörumissjön övergå i en Skåne-Kalmarissjö. I arbetet av år 1953 (s 171) förlägger Nilsson avloppet före tappningen vid Tyringe till Kågerödstrakten. Efterföljande avlopp placeras i Vanåsfordalen. 1958 utökas antalet avlopp med ytterligare två: ett, som följer Hallandsåsens norra förkastningsbrant, och ett genom en tvärgående sprickdal i åsen. Därefter förlägges avloppet till Lagadalen och senare till Sinlångsdalen och Nissadalen. Nästa avlopp får issjön genom Öresund på grund av att vattenytan genom den olikformiga landhöjningen nått pasströskeln. Denna issjöyta bildar gräns mellan äldre och yngre issjöar.

År 1942 (s 153) fann Nilsson, att denna yta dragen söderut ungefär träffar 55-meterslinjen vid Sölvesborg. I samma nivå faller Munthes förut nämnda högsta strandlinjer i Blekinge, det inponerande klapperfältet på 58 m vid Jockarp N om Sölvesborg jänte De Geers högsta strandlinjer på Listerlandet. Senare (1953 s 170) låter däremot Nilsson denna nivå svara mot issjöns avlopp genom Lagan. "Det är denna lägre issjönivå, som är inregistrerad i de högsta strandlinjerna i Blekinge sådana som De Geers praktfulla strandlinje på 55 m vid Ryssbergets södra ände." Bredåkradeltat skulle vara bildat vid tiden för avloppet genom Lagan (1 c s 170).

I arbetet av år 1968 har Nilsson samma uppfattning beträffande Baltiska issjöns avlopp.

Nilssons strandförskjutningskurva för Ronnebytrakten (1953 s 225-226) anger högstra stranden på 64 m, och Baltiska issjöns avlopp är förlagt till Lagadalen. Sedan sker tappningar genom Sinlångsdalen och Nissadalen, som slutligen eroderas, så att vattenytan vid Ronneby stagnerar vid + 15 m. Under den följande transgressionen, som i Ronnebytrakten förmodas nå ca 56 m, bör de förut utbildade strandlinjerna förstöras.

Sedan sker enligt kurvan en jämnt förlöpande regression. Genom Baltiska issjöns tappning vid Billingen sänks vattenytan till - 26 m för att under rhabdonematid nå - 40 m. Under denna tid tänkes den av De Geer funna flodbädden på - 12 m vara utbildad. Ancylustransgressionen når i trakten 9 m och litorinatransgressionen 10,8 m.

Antevs (1915) fann ett tjockt brunt lervarv som han betecknar -100. Enligt Nilsson (1968 s 28) är detta "utan tvivel ett sekundärt tappningsvarv, avsatt på lugnare partier, när denna sjö fick avlopp genom dalen vid Tyringe. Denna händelse inträffade år 10214 f Kr." Varvet torde troligare ha uppkommit genom tappning av en lokal issjö i hässleholmstrakten till Baltiska issjön.

Enligt Saurano 1934 drar sig isen tillbaka från Daladalen till Billingens nordsida, och här öppnar sig omkring år -700 (Sauranos kronologi) en låg passpunkt för Östersjöns vattenmassor. Vattenytan håller sig vid samma nivå under hela B II (Salpausselkä I). Detta stadium är i hela Östersjön transgressivt och slutar genom att vattenytan sjunker till Z, ett marint stadium vid tiden för andra Salpaussälkä = Zirphaeahavet, eller till världshavets nivå. Snart sluts passet vid Billingen, och vattnet däms åter upp, till att börja med nästan till sin föregående höjd. Sedan stannar det dock 10-12 m lägre än B II vid ytan B III. Under året ± 0 sänks issjön ännu en gång till yoldiahavet nivå Y Ia för att ännu en gång dännas upp till B IV och sedan ytterligare till B V, varefter vattnet i Östersjön slutligen sjunker till Y I_b.

I arbetet 1958 (s 387) visar Saurano, hur han tänker sig, att det senglaciala Yoldiahavet trängt in i Östersjäbäckenet från Vita havet över Karelen. Detta Yoldiahavs 50 m:s isobas passerar

över Listerlandet. Därvid skulle denna yoldiastrand närma sig HK på Listerlandet. Linjen kallar Saurano l. I Nordkarelen urskiljer Saurano (1 c s 393) ytterligare strandlinjerna k_2 , i och h över B I. Jämför man med diagrammet på sidan 365 (1 c), finner man vid en litorinaiosobas på ca 7 m, att B I ligger på 30 m, B III på 25 m. Saurano anser själv (1 c 489), att den högsta strandlinjen i Nordskåne är B I.

1939 publicerade Saurano för första gången sin teori om hinge-lines, som fungerat vid landhöjningen. Strandnivåerna höjas parallellt för att under vissa tidsperioder stjälpas. Stjälpningen sker då kring linjer, som verka som gångjärn. Övriga arbeten, där teorien behandlas, utgavs av Saurano 1944, 1947, 1949, 1955 (a), 1955 (b). Slutligen räknar Saurano med fyra hinge-lines inom Fennoskandia, den yttersta följer Fennoskandias gräns mot sedimentära bergarter. Saurano anser, att Fennoskandia lyftes vertikalt i flera tusen år, men att denna rörelse ersattes av en stjälpning i litorinatid, som fortsatt ända till nutid.

Ingen annan författare har funnit hinge-lines i Sauranos mening inom Fennoskandia. Det i amerikansk litteratur använda begreppet hinge-line (Taylor, Daly, Lougee) är ej analogt med Sauranos term. Det är osannolikt, att Sauranos diagram är användbara på Listerlandet.

Hyypäs diagram av år 1960 och 1963 visar inga hinge-lines. Dessa diagram grundar sig på hans eget undersökningsmaterial (1963 s 37). Den senkvartära landhöjningen i det baltiska området tycks ha varit jämn och strandytor av olika ålder förhåller sig till varandra som deras gradienter (1 c s 38). Enligt Hyypäs diagram av år 1963 når B.I 10 m vid Ronneby och sammanfaller med L. Alla strandlinjer över denna nivå bör vara äldre än B I och kan kanske konnekteras med karelska strandlinjer (K_1, K_2, K_3, K_4). Hyypä har ej gjort någon konnektion.

Eftersom litteraturen gav så divergerande resultat beträffande konnekteringen av strandnivåerna på Listerlandet, var en detaljundersökning av strandlinjernas gradienter och sambandet mellan isrecession och strandförskjutning nödvändig.

RYSSBERGETS STRANDLINJER

Ryssbergets långa ostsida, med dess välutbildade terrasser och klapperfält är det område i trakten, som lämnar de bästa upplysningarna om isobasytornas gradient. Ett antal profiler uppmättes approximativt i den troliga isobasriktningen, W - E eller WNW - ENE. Profilen längs södra Ryssbergsspetsen (profil 6, fig 6, fig 20) har nordsydlig riktning och en längd av 600 m. Profilen från Listershuvuds sydsida har även nordsydlig riktning.

Ur profilernas strandnivåvärden har ett distansdiagram med den nuvarande havsytan som relationsyta upprättats (fig 32) med vilket Listershuvuds strandnivåer konnekterats och isrecessionsundersökningar företagits. I kombination med karterade randlägen kan diagrammet väntas ge en god bild av isrecessionen. En annan uppgift har därför varit rekognoscering och kartering av israndbildningar och sambandet mellan dessa och bildningstidens issjönivå.

Ryssbergets sydsida (lokal 1)

1. "Kruthuset"

(fig 6, fig 20). Analogt med förhållandena vid Getabjers och Stibybackes sydsida finns också vid Ryssbergets sydspets ett mindre område ned strandgrus. Materialet i de väl utbildade terrasserna och vallarna är sandigt grus ned stenar av upptill 5 cm storlek. Det skiljer sig från det på Ryssberget vanliga, som är ur morän frisköljd klapper. Lutningen är inom strandvallskomplexet i medeltal 1:20.

Profilens nedre vallar mellan 35,5 och 32 m är utbildade i blockrik morän och består av tämligen väl rensköld klapper.

Liksom på Listershuvud och Hanö kan man i detta strandvallsfält urskilja väl utbildade huvudvallar och mellan dessa mindre, som visar, att vattenytan även på denna lokal sjunkit genom en serie mindre förskjutningar. Att särskilja de olika komplexen på denna lokal är däremot svårare än på Listershuvud. Sluttningen är något brantare, och en förskjutning av vattenytan åstadkommer endast ringa horisontell differentiering av vallarna.

Vallarnas antal och storlek har lagts till grund för följande konnektering med Listershuvud.

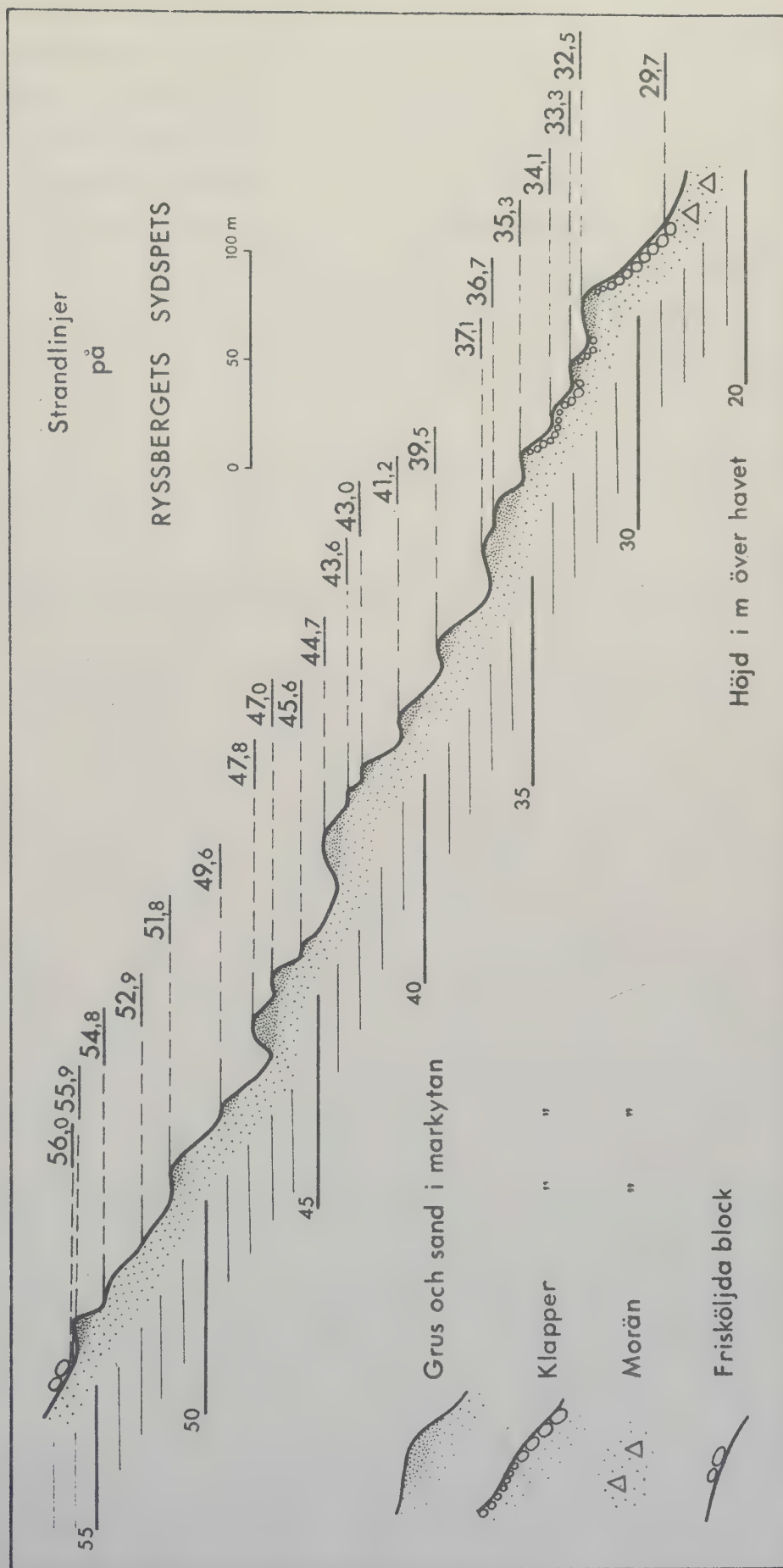


FIG. 20. PROFILRIKTNING SE FIG. 6.

På 55,9 m finns en svagt utbildad vall och bakom denna en rad frisköljda moränblock på 56,0 m. (På den geologiska kartan över Blekinge finns en avvägd punkt, som troligtvis anger höjden på svallgrusets övre gräns till 56,6 m. Denna punkt är dock belägen ca 300 m N om kruthuslokalen).

Detta översta strandmärke visar sannolikt HK:s nivå på södra Ryssberget. Denna nivå bör motsvara den översta på Listershuvud.

Härunder följer en väl markerad abrasionsterrass (54,8 m, nivå 2). Ett svagt hak är skönjbart på 52,9 m, en vall på 51,8 m och en liten vall med tillhörande abrasionsterrass på 49,6 m (nivåerna 3 a - c).

I tab. 4 har i övrigt södra Ryssbergets strandlinjer konnekterats med Listershuvuds vallar och nivåer.

Tab. 4. Strandlinjerna på Ryssbergets sydsida (m ö h) (fig 20, 23, 32)

Listershuvud			Listershuvud		
Ryssberget	Vall	Nivå	Ryssberget	Vall	Nivå
56,0			43,6 V		
55,9 V		2	43,0 V		
54,8 A			41,2 V	11-13	6
52,9 A		3 a - c	39,5 V	14-16	7
51,8 V			37,1 V	17	
49,6 A			36,7 V	18	8
47,8 V	7	4	35,3 V	19	
47,0 V			34,1 V	20	
45,6 V			33,3 V	21	
44,7 V	8-9	5	32,5 V		

Ryssbergets ostsida. Lokaler 2 - 16.

2. "Grisalierna" . De större vallarna kan följas, tills de på Ryssbergets brantare sydostsida övergår i abrasionsterrasser norr om stadsdelen Tivoli. Varje vallkomplex motsvaras i regel endast av en terrass.

3. Charlottendal. Cirka 700 m NE Charlottendals gård ligger Ryssbergets sydligaste klapperfält. Detta har sin övre gräns vid den här synnerligen väl utbildade terrassen på 48 m. Denna ligger

något högre än på bergets sydligaste spets. Avvägningar, som gjordes vid basen av i terrassfoten inpressade block, gav värden mellan 48,6 och 48,7 m. Den väl rensköljda och grova klappern ligger dock till största delen under 43,5-metersnivån, som markeras av en liten terrass.

4. Gunnarps. (fig 21 A). Man kan ej följa 48-meterterrassen hela sträckan från "Grisalierna" till Gunnarp. Den avbrytes på flera ställen av framskjutande bergsportier. En direkt konnektering i fält är därför ej utförbar.

Gunnarpsfältet karterades och beskrevs av Ulf 1948. Numera är största delen av fältet förstört av stenbrytning, men ett snalt klapperparti återstår intakt intill en abrasionsterrass. Klappernas övre gräns och terrassfoten kunde därför avvägas.

Övre gränsen för väl bearbetad och rensköljd klapper låg på 51,9 - 52,0 m. Nedre kanten av isskjutna stenar vid överliggande abrasionsterrass avvägdes till 53,3 - 53,4 m.

Denna terrass är emellertid ej lokalens översta. Bakom ett terrassplan med frispolade stenar finns en mindre terrass, vars fot har en höjd av 58,8 m. Denna utgör högsta stranden vid lokalen, och på samma nivå mynnar en mindre dalgång. Denna är troligtvis en skvalränna, vars nynnig ligger på ca 58 m.

Full överensstämmelse med Ulfs karta och beskrivning över fältet erhöles ej. Han anger spolningsgränsen = HK till 58 - 57 m och första terrassens höjd till 55 m. En terrass är markerad på kartan vid 51 m. Terrassering är också urskiljbar vid 49, 46, 44, 41, 39, 36 och 32 m. Slutligen finns ett paulinnätt grasplan med en nedelhöjd av 20 m öster om det karterade området.

Terrassen på 58,8 m bör kunna anses vara analog med 54,8-metersterrassen i kruthusprofilen och 53,4-meterterrassen med nivå 4 på Listershuvud och Hanö, under vilken även där klapperfälten utbreder sig. Först den på Ulfs karta urskiljbara 51-meterterrassen skulle kunna jämnställas med 48-meterterrassen vid Ryssbergets sydspets.

5. Jockarpsfältet. (fig 21B, fig 22 s 35) Jockarpsfältet, också karterat och beskrivet av Ulf 1948, är ännu så gott som fullkonligt oskadat. Två mycket kraftiga terrasser är de mest framträdande dragen i klapperfältets topografi. Den översta terrassens fot ligger

KLAPPERFÄLT VID GUMMARP

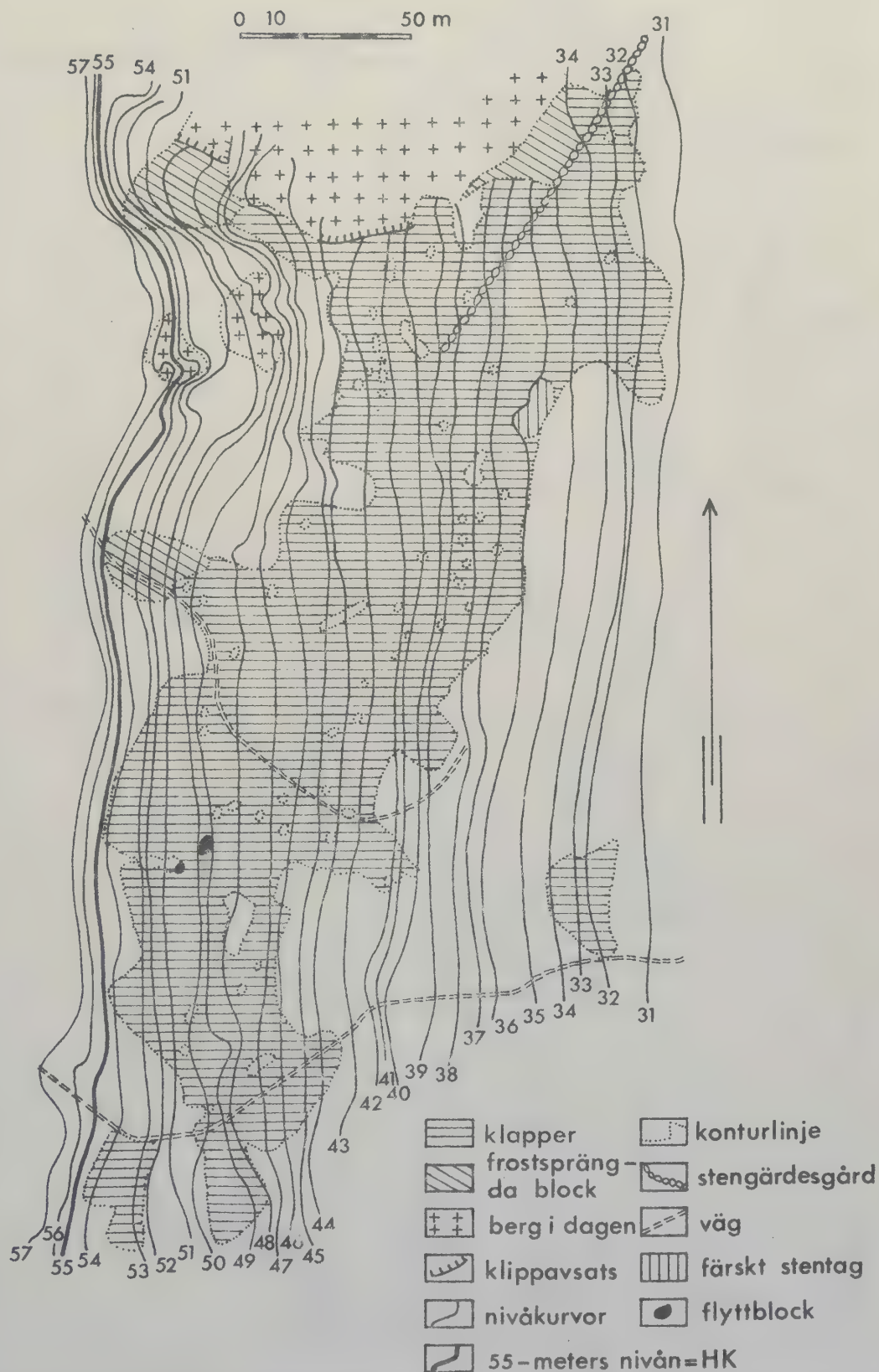
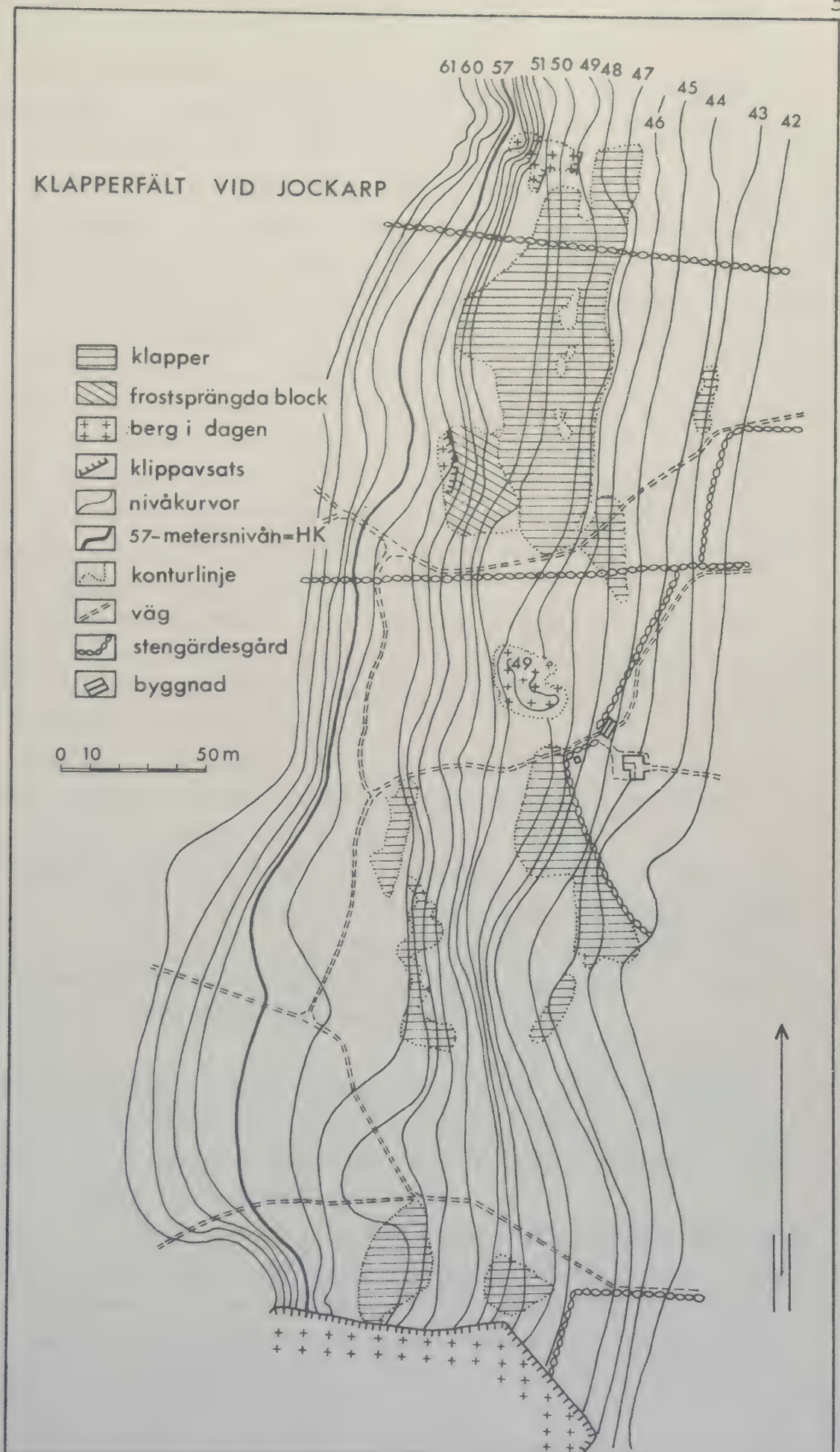


FIG. 21 A. ENL. ULF 1948.

FIG. 21 B. ENL. ULF 1948.

på nära 57 meters höjd (stämmer med Ulfs karta). Avvägningar: nedre kanten av isskjutna block 56,7 - 56,8 m, övre klappergräns 56,7 m.

Nedanföör denna terrass ligger ett nästan golvplant terrassplan av väl rundad 5-10 cm klapper. Avvägningar av planet varierade mellan 55,6 och 55,8 m. Denna terrass är bäst utbildad i fältets södra och nellersta del. Ovanför det stora klapperområdet i fältets norra del är den däremot knappast skönjbar. En avvägning av den här diffusa terrassen gav ett värde på ca 58 m.

Denna terrass avslutas med en kraftig brant, dvs brinken tillhörande den starkast abraderade nivån i Jockarpsfältet. Avvägningar av denna gav följande värden: i fältets södra del 52,3 m, i fältets norra del, terrassfot 52,6 m, nedre delen av isskjutna block 52,5 m och övre gräns för klapper 51,6 m. 52,5 m kan anses som ett medelvärde på terrassens höjd.

Under denna terrass finns två större klapperfält. Det södra är ca 60 m långt och 25 m brett och det norra ca 150 m långt och 60 m brett (fig 22, 235). I dessa kan man urskilja ett flertal vallar och terrasser; den understa på 39,1 m.

Dessutom noterar Ulf (1948 s 8) terrasser på 33-34 m och 10 m. Nedanföör 34-meterterrassen finns två terrasser, som jag avvägt med paulin. Höjdvärdena var 26 och 22 m.

Munthe (1940 s 40) anger HK i Jockarp till 63 m och anför, att De Geer har funnit den ligga på 55 m. Det finns en diffus terrass på 60 m, och vid denna nynnär ett flertal skvalrännor. HK torde på lokalen utgöras av nivå 2. Vid en lokal 500 m norr om Jockarp är säkerligen nivå 2 HK, som senare skall visas.

6. 500 N om Jockarp. Jockarpterrassen på 52,5 m kan oavbrutet följas till Mariehäll 500 m norr om Jockarpslokalen. Höjdvärdet är här 53,2 m. Dessutom finns två högre belägna terrasser, den ena på 58,5 m (nivå 3), den andra på 61,6 m.

Vid den översta terrassen nynnär flera branta skvalrännor, indikerande HK. Skvalrännornas nynnningar avvägdes till ca 61 m. Lokalens kraftigaste terrass har foten 50,5 m. Nedanföör denna vidtar odlad mark. Vid 46,0 m börjar rensköld klapper med urskiljbara terrasser och vallar.

7. Hålabäck. Norr om föregående lokal avbrytes strandlinjerna av kalspolade hållar. På en av dessa finns ett jättegrytsfält, noterat av Ulf 1948.

Närmast norrut belägna bra lokal finns först vid Hålabäck 3 km norr om Jockarp. Den kraftiga terrassen återfanns i Hålabäck på 58,4 m och den högsta säkra strandterrassen på 66,3 m. Munthe anger (1940 s 40) HK i Hålabäck (förmodligen) till 72 m, en siffra, som kan hänföra sig till en terrass på 69,3 m. "Strandlinjen" har en för blotta ögat synlig lutning mot söder och är sannolikt en skvalterrass.

Munthe fann dessutom en terrass på 62 m. Denna kan vara lika ned den avvägda 58-meterterrassen, eftersom denna är väl utbildad, nedan en 62-meterterrass är svagare markerad. Värdet på Munthes övre terrass kan också vara ett par meter för högt.

Någon överensstämmelse med Ulfs undersökning av lokalen har knappast erhållits utom vad beträffar den understa terrassen. Under denna finns nämligen odlad mark, och Ulf (1948 s 27) anger dennas övre gräns till 44,3 m.

8. Bjäraryd. Hålabäckslokalens 51,5-meterterrass blir åter synlig strax söder om vägskalet i Ebbalycke. En avvägning 300 m norr om vägskalet visade, att terrassen här låg på 54,5 m. Under denna har ett par vallkrön barometeravvägts. En högre terrass på 63,5 m avvägdes något söder om Ulfs Mariehällslokal (Ulf 63,3 m). Högre upp i sluttningen vid Mariehäll finns ett flertal terrasser, varav den nedersta avvägdes till 77,2 m.

En hel serie små terrasser syns även i sluttningen på mellan ca 85 och 100 meters höjd. De tycks vara utbildade i ett tunt lager grus. Eftersom terrassernas lutning ej är märkbar, härrör de troligtvis från en liten lateral isdänd sjö, som successivt sänkts.

9. 350 m norr om nr 8 beständes höjden på en mindre terrass till 46,9 m och på en väl markerad till 53,3 m (fig 23 och 32).

10. Den senare terrassen kan följas genom Bjäraryds by, där den löper tätt intill vägens västra sida. Den avvägdes vid vägen till Korsaslätt (lokal 10) till 53,6 m. Vid denna väg avvägdes även en stor terrass på 58,2 m. Över denna terrass är jorden mycket obe-

FIG. 23.

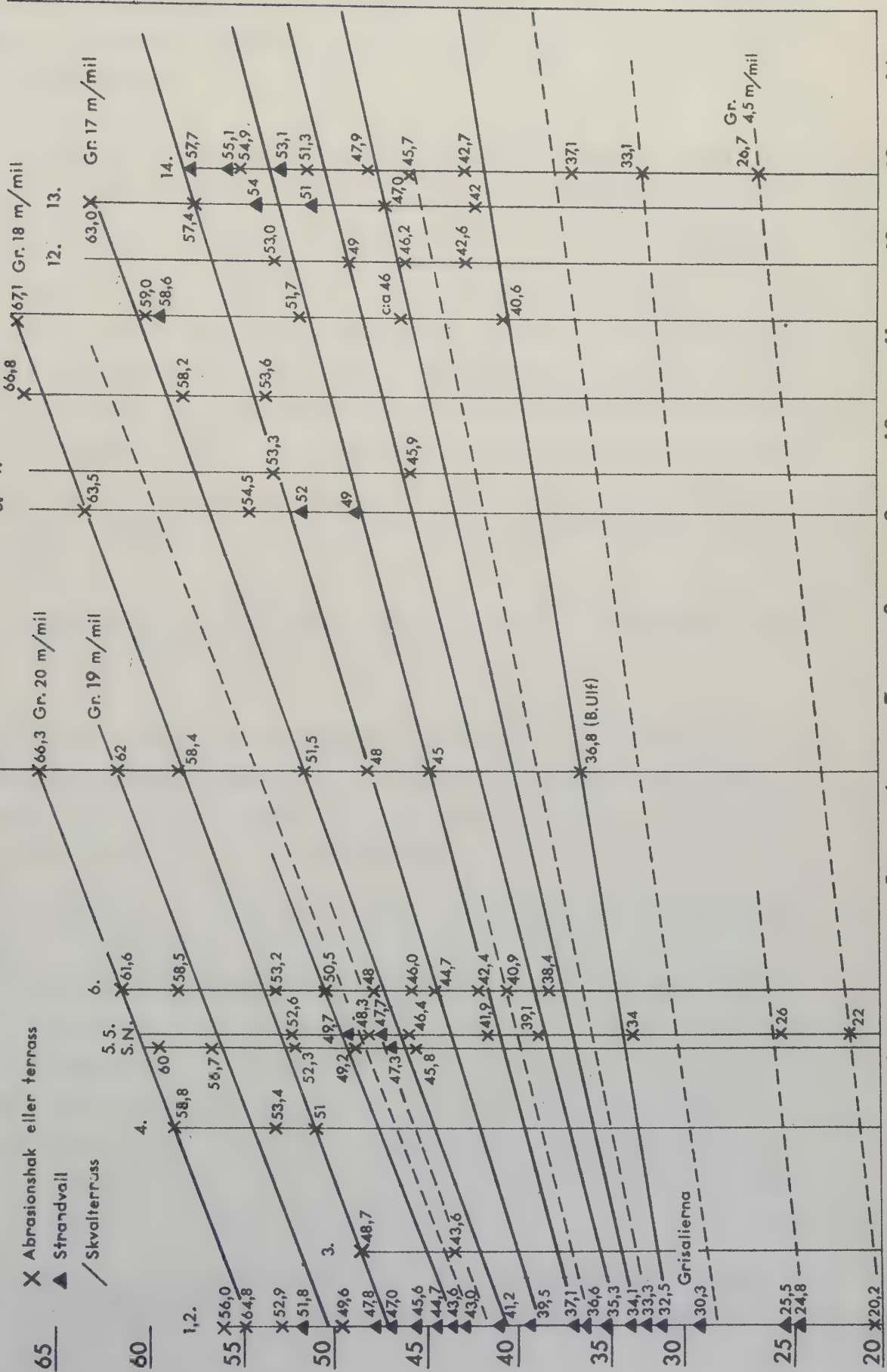
Strandytediagram för Rysbergets ostsida

7. / 69,5

X Abrasionshak eller terrass

▲ Strandvall

/ Skvalterruss



0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14

tydligt svallad. En mindre terrass på 66,8 m torde vara HK. Men en tydlig terrass finns även på 76,8 m och över denna dessutom flera mindre. Troligtvis härrör även dessa högt belägna terrasser från små lateralsjöar.

11. Vid den ca 400 m längre åt norr från nr 10 belägna lokalen ligger emellertid HK säkert på 67,1 m. Vid denna nivå mynnar kraftiga skvalrännor, och terrassen är väl utbildad. En kraftig sänkning tycks ha ägt rum två gånger, medan isranden befann sig mellan Hålabäck och sistnämnda lokal. (HK i Hålabäck ligger på 66,3 m).

100 m norr om föregående lokal finns en vall av väl rensköld klapper med krönet på 58,6 m och en bakonliggande terrass på 59,0 m. Denna strandvall är förstörd genom stentäkt, och förmodligen har en lägre liggande terrass motsvarande den genom Bjäraryds by helt utplånats.

Utmed avtagsvägen till detta klapperfält avvägdes även några terrasser.

12. I Torsabjörke avvägdes dessa lägre terrasser i isälvsgrus till 53,0, 49 (p), 46,2 och 42,2 m (fig 23 och 32).

13. Mittenot vägen till Kullahall låg HK på 63,0 m (terrass vid vilken skvalterrass upphör). Nedanför den kalspolade bergfoten ligger en strandvall med fri klapper i vissa partier. Under denna finns en serie vallar och abrasionshak.

14. Kullaberget når 64,11 meters höjd (triangelpunkt) och förlängs åt SSW av en drumlin. Som framgår av distansdiagrammet kan man återfinna nästan alla lägre (under nivå 6) belägna strandnivåer, och inplaceringen i diagrammet ger gott resultat. En god konnektion erhålles härigenom med Ryssbergets sydspets och även med Listerbergen. Tack vare denna lokal har diagrammet fått ökad fasthet.

HK borde enligt diagrammet ligga på 63 m. Eftersom bergets högsta topp når 64,11 m, har HK ej kunnat utbildas som strandlinje. Hela hjässan är emellertid kalspolad.

15-16. Värhult och Boa (fig 32). På Ryssbergets nordliga parti norr om Djupadal gjordes avvägningar på två lokaler, nämligen i

Värhult och väster om Boa. Munthe (1940 s 40) anger HK "på nordligaste delen av Ryssbergets Ö sida" till "ca 75 m (NO härom De Geer 59)". Möjligen hänför sig siffrorna till värhultslokalen. Vid Värhult finns ett mindre bergsparti, skilt från Ryssberget genom en djup dalgång med Skinsegölens avlopp. På detta isolerade bergpartis ostsida finns fem tydliga terrasser.

På Ryssbergets sluttnings vid dalens västra sida finns en väl utbildad strandlinje med en blockig terrass i morän och en strandvall. Denna strandlinje följer utan tvekan lokalens HK. Eftersom flera djupa erosionsrännor mynnar på samma nivå onedelbart norr om terrassen. Tyvärr fann jag denna strandlinje, efter det att avvägningarna slutförts och har endast avvägt den med paulin till 61 m. Det är möjligt, att höjdvärdet ligger närmare 59 m och således överensstämmer med De Geers.

På lokalen vid Boa avvägdes två terrasser. Den på 56,8 m torde utgöra HK. Ett grustag i bottenmorän onedelbart över terrassen visar, att moränens yta ej är svallad. En mindre terrass i en dalgång, som mynnar vid 56,8-meterterrassen, låg på 66,5 meters höjd. Denna härrör troligen från en i dalgången av isen uppdänd sjö eller dess avlopp.

Strandlinjediagrammet för Ryssbergets ostsida (fig 23)

De allra flesta avvägningarna anger terrassfotens höjd eller nedre kanten av i denna inpressade block (Bergsten 1943 s 194). Eftersom strandmärkena är av samma natur, är en direkt jämförelse mera korrekt än en vanskelig och subjektivt färgad jämförelse av beräknad vattennivå på skilda lokaler.

De tubavvägda höjdvärdena har angetts med en decimal. Oftast är värdet ett medeltal av flera avvägningar på samma lokal. De barometeravvägda värdena anges med hela meter.

Diagrammets tillförlitlighet. För att ett distansdiagram skall kunna byggas upp, bör en eller flera säkra referenslinjer vara väl avvägda. Dessa bör omfatta så stor isobasytedistans som möjligt. Det gällde således att finna en strandlinje, som helst borde kunna följas längs Ryssbergets hela ostsida, och kring denna gruppera på övriga nivåer funna strandlinjer i ordningsföljd för att därmed få fram gradienten på varje strandnivå. När man följer Ryssbergets

ostsida, ser man överallt, där kalspolade klippor ej avbryter strandbildningarna, en kraftig terrass. När jag började avvägningarna, förmodade jag, att denna kraftiga terrass kunde tjäna som referensnivå.

Denna terrass visade sig emellertid ej vara enhetlig. Ju längre norrut man kommer, desto yngre är den kraftigast utbildade terrassen. De äldre blir allt svagare markerade och försvinner slutligen. Försök har gjorts att följa varje terrass för sig, och värden på samma terrass har sammanbundits. Dock har ingen terrass kunnat följas i terrängen längre sträcka än 5-6 km. Genom att sammanbinda funna höjdvärden har en gradientlinje erhållits, som sedan extrapolerats i båda riktningar. Härigenom har konnektion med områdets övriga strandnärken på samma nivå erhållits. Strandlinjernas höjdvärden ligger i de flesta fall möjligast exakt på gradientlinjen.

Slutligen bör beträffande diagrammets konstruktion påpekas, att värdena införts i diagrammet med distanser räknade i N - S-lig riktning. (Så har ej skett på fig 32). Lokalerna på Ryssbergets ostsida ligger på en nära nog rät linje och isobaserna förlöper troligtvis i tillnärmelsevis E - W-lig riktning. Gradienten kan dock bli något för låg, eftersom isobassystemet möjligen har WNW - ESE-lig riktning.

Referenslinjer. Den strandlinje, som använts vid konstruerande av referenslinje 1, har av ovan anförda skäl ej kunnat följas oavbrutet. Konnektionen av lokalerna har skett på huvudsakligen morfologisk grund. Som utgångspunkt för gradientlinjen tjänar den kraftigt utbildade 48-meterterrassen vid Sölvesborg (fig 29; vall med krönhöjd 47,8 m). Denna kan med största sannolikhet konnekteras med 52,5 - 53,5-meterterrassen på Jockarpslokalen och med 58-meterterrassen i Hålabäck.

Sammanbinder man höjdvärdena på dessa lokaler, får man en gradientlinje, med vilken även en väl utbildad terrass vid Bjäraryd sannanfaller. Väster om Bjäraryd är terrassen utan tvivel HK. Sammalunda är troligtvis förhållandet vid Korsaslätt.

Den erhållna gradienten för referenslinje 1 visar sig vara 18 m/10 km, vilket är ett oväntat högt värde. De äldre strandytorna, som med hjälp av denna referenslinje kan konstrueras, har ännu högre gradient. Gradienten för nivå 2 är enligt diagrammet 20 m/10 km.

Referenslinje 2 motsvarar en terrass, som säkert kan följas från södra delen av Bjäraryds by till Kullahall. Med några snärre avbrott kan den även följas söderut till Hålabäck. Den gradient på 17 m/10 km, som erhålles vid avvägningen av denna terrass, bör alltså vara tillförlitlig.

Följande två terrasser är väl utbildade i Bjäraryd. Den övre, som är sämst belagd med punkter, synes ha en gradient av 15 m/10 km, den undre, som från södra delen av Bjäraryd kan följas till Gränum och utgör diagrammets referenslinje 3, har en gradient av 13 m/10 km.

Underliggande fyra strandytor, varav tre är relativt väl belagda med punkter, visar successivt sjunkande gradientvärde. Gradienterna är 12 m/10 km och 8 m/10 km.

Sammanbindningslinjer mellan de få innäta punkterna visar för diagrammets understa strandnivå en gradient av 5 m/10 km.

Diskussion. De äldre strandnivåernas höga gradient är ett mycket iögonfallande drag hos diagrammet. De två högsta bestämmes visserligen genom alltför få punkter, men referenslinje 1 har fått sin riktning beständ genom så många nätpunkter, att knappast något tvivel kan råda om dess höga gradient.

Nilsson (1953 s.157) anger för de äldsta strandlinjerna i södra och mellersta Skåne en gradient på ca 17 m/10 km, och Gillberg (1956 s.398) visar i diagrammet över Perkaboissjöarna i Västergötland gradienter upp till 18 m/10 km. Gradienter på över 18 m/10 km är således ej funna inom någon annan del av vårt land.

HK är metakron och representeras av allt yngre strandlinjer, ju längre norrut lokalen är belägen. Under det att isen avsmälte från Ryssbergets östsida och allt nordligare partier av sluttningen blottades, skedde en regression av vattenytan.

Denna regression uppgick på Ryssbergets sydspets enligt diagrammet till ca 17 m under den tidsrymd, då inlandsisen avsmälte därifrån till Ryssbergets nordända vid Gränum. Av Antevs arbete (1915 s.361) om isrecessionen från nordöstra Skåne framgår, att avsmältningen från Ryssberget bör ha krävt en tidsrymd av ca 200 år. Landhöjningen skulle således inom denna relativt perifera del av landhöjningsområdet under denna tid ha haft en intensitet av omkring 1 m per 10 år.

Hörnsten (1964 s.191) finner i Ångermanlands kustland en relativ landhöjning vid isavsmältningen på 11 m per århundrande.

Möjligen var landhöjningen där så snabb som ca 20 m per århundrande. Sauramo (1939 s 14) beräknar för landhöjningens centrum i Botten-viken ett värde på den senoglaciala regressionen av 0,5 m per år.

Några reversionsfaser i landhöjningsintensiteten av den art, som beskrives av v.Post (1947) och Gillberg (1956 s 432-439), kommer ej till synes i diagrammet. Lutningsgraden på strandlinjerna blir allt mindre ju yngre de är, och de skär abskissaxeln med allt mindre vinklar.

Ryssbergets västsida

Lokalerna 17-20, fig 32

Mellan Ynde och Håkaryd finns strandbildningar, som kan följas ca 3 km (lokal 17). Att dessa når upp till HK, visar de kraftiga skvalrännor, som mynnar vid strandklappernas övre gräns på 52,0 m. Mynningen av en sådan dalgång avvägdes till 53,8 m, och foten av i en mindre terrass inpressade block låg på 51,9 och 52,0 m. Den markanta skillnaden i terrängformerna, som vid Håkaryd finns vid ungefär 55 meters höjd, gör att det knappast kan råda någon som helst tvekan om, att HK ej är högre belägen.

Spår finns däremot av nunataksjöar på högre nivåer, men mellan dessa och HK har den laterala spolningen varit synnerligen kraftig. De högsta otydliga strandlinjerna preparerades fram över Baltiska issjöns erosionsbas. Nilssons (1953 s 239) strandlinjer vid Håkaryd på 101 m måste anses härröra från sådana nunatakk- eller marginalsjöar. Jag återfann ett obetydligt abrasionshak och en ca 5 m lång linje med avrundade mindre block på ca 100 m (p), däremot ej den strandlinje på 73 m, som Nilsson anför i sin profil från Håkaryd.

Mellan ca 100 och 55 meters höjd är vid Håkaryds gård terrängen sönderskuren av djupa skvalrännor. Denna starkt spolade terräng sträcker sig norrut till Paradisets by.

Här finns ett isälvsdelta, som har obetydliga dimensioner. Det visar dock, att HK vid Paradisets (lokal 18) bör ha legat på ca 56,5 meters höjd. Planets proximala del når 56,1 m. En abrasions-terrass i närheten av deltat avvägdes till 56,6 m. Deltat skulle möjligen kunna vara sedimenterat i en mindre smältvattensjö, men det är beläget just vid den gräns, där djupa erosionsdalar, löpande parallellt med bergssluttningen, börjar uppträda.

I sluttningen just ovanför den igenrasande ingången till Barna-källagrottan (lokal 19), avvägdes en serie strandterrasser varav den på 39,7 m är synnerligen väl utbildad. 56,1-meterterrassen visar troligtvis HK, eftersom marken upp till denna är täckt med frisköljda block. Över 56 m syns ej spår av erosion, och endast få block finns i markytan.

Vid Axeltorp avvägdes ett mindre isälvsdeltas proximalparti och dessutom en abrasionsterrass i dess närhet (lokal 20). Deltats åslika men avplanade proximalparti nådde 53,9 meters höjd, planet framför låg på ca 53 m, och foten av en klippterrass, belägen vid mynningen av en dalgång ca 200 m öster om proximalpartiet, låg på 54,4 m. Eftersom frostsprängning spelat roll vid klippterrassens erosion ger den troligtvis ett något för högt värde på vattennivån.

Deltats proximalparti är avplanat genom erosion av en smältvattensälv, som följt denna dalgång. Isälven som byggde upp deltat, följde däremot en västligare sänka. Ett grustag endast 100 m distalt om avvägningslokalen visar, att materialet i ytan till en meters djup utgöres av utsvämmad sand utan iakttagbar skiktning. Om deltaytan verkligen anger HK:s läge är således ovisst. Dalgången, som den eroderande älven följde, är av obetydlig längd. Endast en kort tid bör ha förflutit, innan smältvattensmassorna avlänkades till denna.

Deltaplanets höjd kan ange HK, men troligtvis har det genom erosion sänkts till närmast under HK liggande strandnivå. Några lägre abrasionsterrasser kan tyvärr ej urskiljas på deltat. När vattenytan sjunkit, har deltat skurits sönder genom erosion av flera vattendrag.

HK på Slonnabjeret och deltat i Västanå (lok. 21-23) fig 24.

På Slonnabjerets sydsida väster om Näsrum (lokal 21) bestämdes HK till 57,5 m (abrasionsterrass 57,6, mynning av erosionsränna 57,5 m). Övre gränsen för ett tämligen väl utbildat klapperfält låg på 55,2 m.

Vid Klagstorp norr om Slonnabjeret anger De Geer (1889a) höjden på en terrass till 59,7 m.

Norr om Västanå intill fixpunkten 51,11 m har jag avvägt den högsta terrassen (lokal 22). Höjden varierade mellan 52,2 och 52,5 m. Att detta är värdet på HK bekräftas av det delta (lokal 23),

vars proximaldel (höjd 52,0 m) befinner sig endast 150 m från nämnda terrass. Terrassen kan med snärre avbrott följas 2 km söderut och är ej uppkommen genom isälvens erosion av bergssidan. Även om strömmande vatten nedverkat vid terrassens bildning, kan HK i varje fall ej ligga högre. Terrassen ger i så fall ett maximivärde på HK.

Större delen av Västanå by är belägen på sediment tillhörande nämnda delta. Detta består av ett mindre sydligt parti skilt från det nordliga i byns centrum av en erosionsdal. Sedimenten är relativt grova, och deltats är uppbyggt av en norrifrån kommande isälv. Dennas lopp markeras av en kort, getryggad rullstensås. Denna slutar vid deltats proximala del med en 8 m hög brant. Spår efter dödisblock, mellan vilka isälven byggde upp sin bädd, finns i form av snärre dödisgropar på åsens östra sida och som en senare eroderad dalgång på dess västra. Så snart det stora dödisblocket i dalen smält ner tillräckligt, sökte sig smältvattnet fram vid sidan av åsen.

Deltats södra parti kan vara uppbyggt, medan isälven rann i den av rullstensåsen markerade fåran. De deltats mest proximala del avsattes, bör dock isälven ha avlänkats till den dalgång, som öppnades efter det att det stora dödisblocket smält ner tillräckligt. Nivåskillnaden, 8 m, mellan rullstensåsen och planet, kunde ej existera vid sedimenteringen av deltats proximala plan.

Sedan isälven avlänkats till dalgången vid sidan om rullstensåsen, avlagrades sediment kring åsen, medan dennas sydliga parti abraderades något. De kring åsen förekommande dödisblocken har ej varit helt bortsmälta, då deltats sedimentation avslutades, eftersom dödisgroparna under sedimentationsnivån i så fall helt skulle ha utplånats. Först sedan vattennivån sjunkit, har dödisblocken helt smält bort.

Deltats är med största sannolikhet avsatt vid HK, som således vid lokalen befinner sig så lågt som vid 52 m. Deltaytan bör vara utbyggd till HK och ej utpreparerad genom erosion, som endast brutit ned den äldre rullstensåsens mest distala del. Detta bekräftas av att sedimenten i deltats proximaldel i ytan utgöres av strömskiktad rullstensgrus.

MINDRE RANDBILDNINGAR I HOLJEÅNS DALGÅNG

Norra Blekinge är ett karakteristiskt platålandskap, Småländska höglandets sydöstligaste del. I platåns brant mot kustslätten är dalgångar med övervägande NNW-lig eller NNE-lig riktning nerskurna. Denna sönderstyckade terräng brukar kallas mellanbygden (Björnsson 1936 s 80). Dalgångarna följer den förhärskande sprickriktningen (Björnsson 1.c.s.80) och kan alltså betraktas som genom erosion utrensade sprickdalar. Blekinges västligaste dalgång, Holjeåns, delas norr om Olofström i två, nämligen Snöflebodaåns och Vilshults-åns dalgångar. Söder om gränsen mellan Blekinge och Skåne vidgar sig dalgången till Sibbarpsdalen (fig 24 o. 25) mellan Ryssberget och Västanaåbergen. Dalgången blir allt bredare och övergår i slätten kring Näsrum norr om Ivösjön.

Alla de större dalgångarna genom småländska höglandets platåbrant, såväl i Blekinge och Skåne som Halland, har följts av isälvar (Johnsson 1956 s 311, Gillberg 1956 s 219, Andersson 1927, Bergdahl 1953 s 42). Karakteristisk är en huvudås, som strax under HK i sjöar eller isdämda bäcken kan växa ut till ett delta eller en randås. I dalgångarnas subakvatiska delar avsättes dessutom sediment, efter det att dödispartierna kring åsen smält bort. Dessa sediment fyller ut ojämnheter, som uppkommit genom dödisblockens smältning. Medan erosionsbasen sänks, eroderas dalfyllnaden allt mera, och återstående ojämnheter utplånas.

Dessa allmänna typiska drag kännetecknar också sedimenten i Holjeåsdalen. Denna ligger helt under HK. Först Vilshultsdalen och Snöflebodalen är delvis supraakvatiska.

Huvudåsens rygg kan följas från Kalvön i norra Ivösjön till dess att den öster om Holjeåns mynning delar upp sig i två ryggar. Norr om Näsrum framträder åter endast en åsrygg topografiskt. Denna kan med snärre avbrott följas upp till det stora delta, på vars plan Olofströms köping är belägen.

Eftersom rullstensåsens rygg längs hela sin sträckning legat under vattenytan, har krönet efter det att dödisen försvunnit i allmänhet planats av. På flera ställen sammanfaller åskrönet nästan helt med de yngre dalsedimentens nivå, så att ett avbrott i åsryggen tycks föreligga, eller också framträder åsen med flack rygg över dalsedimenten. Endast norr om Ekebjör och vid Jämshög är åsen getryggad.



Sediment och israndbildningar i

HOLJEÅNS DALGÅNG

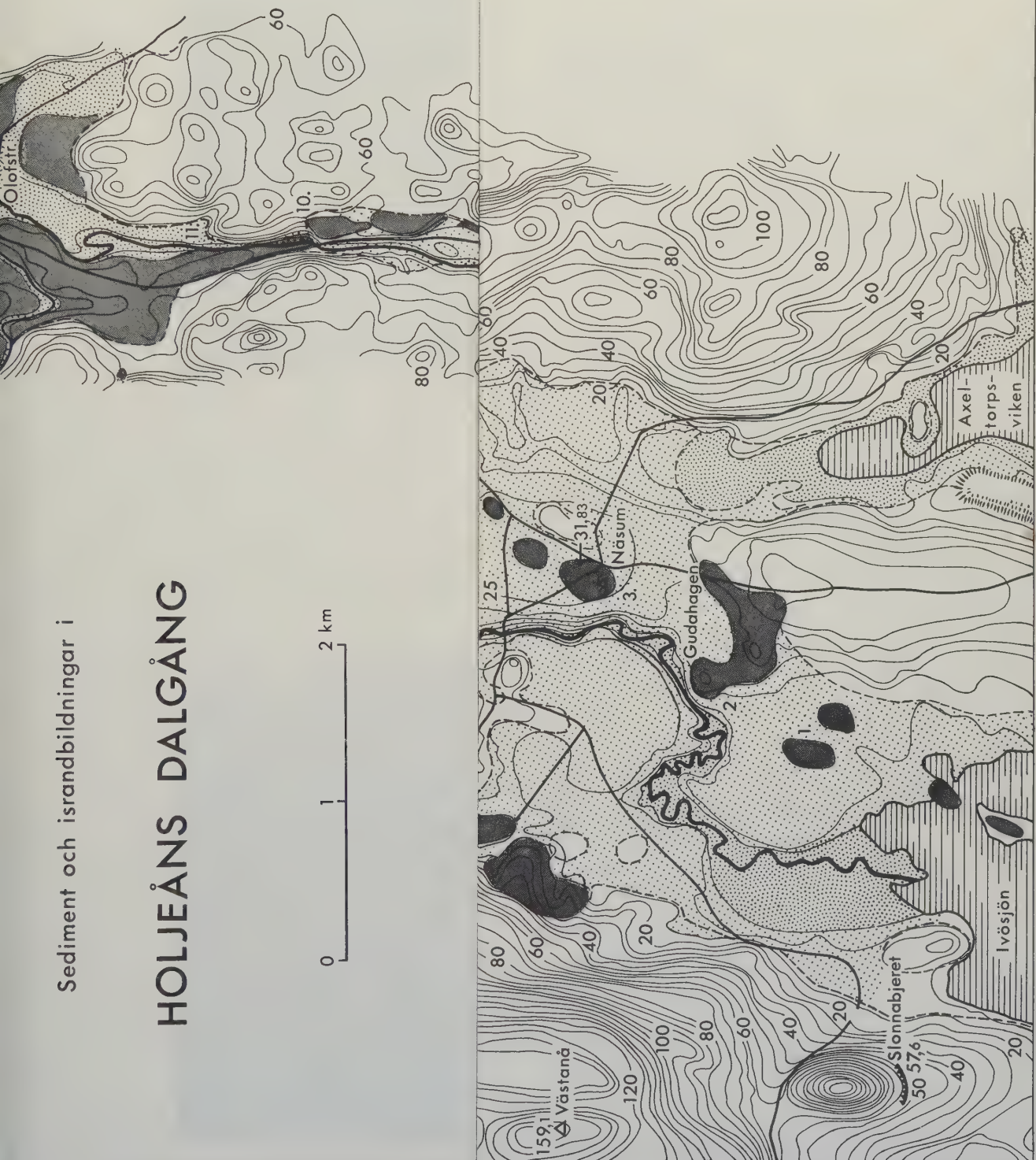
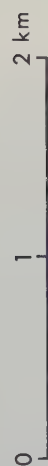


Fig. 24



FIG. 25. SIEBARPSDALEN, FOTO MOT VW.

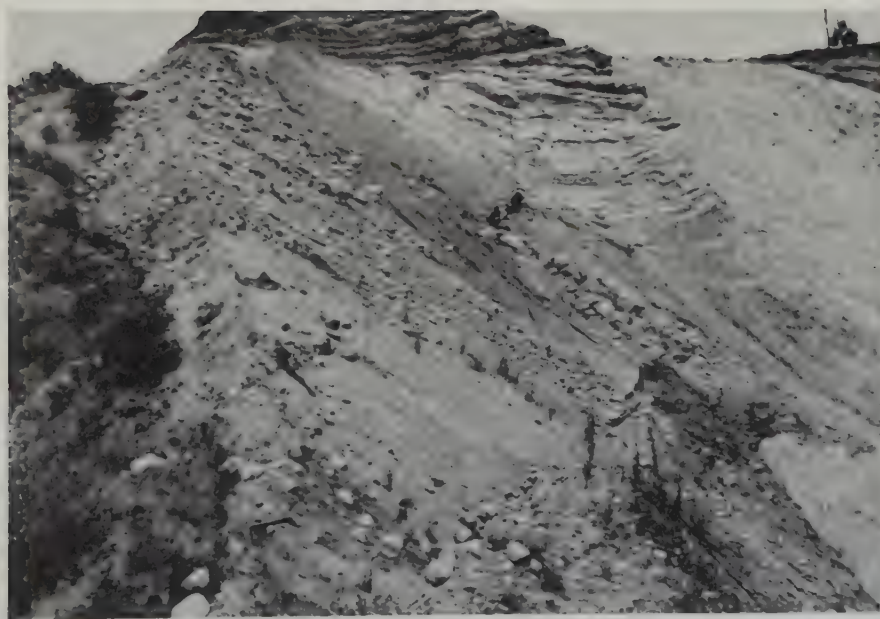


FIG. 26. RANDÅS NR 6, DÖDISGROP MED SVAGT FÖRKASTADE SEDIMENT.

Det för Holjeåns dalgång, och framförallt för delen Sibbarpsdalen, utmärkande draget är de med nästan regelbundna mellanrum uppträdande randåsarna, som i ett par fall växer ut till randdeltan, som trots sina relativt obetydliga dimensioner bör erhålla detta namn. Minst 12 randbildningar kan urskiljas i dalgången. Härav har åtta vuxit ut till typiska randåsar eller randdeltan, som är uttryck för stagnationer i isavsmältningen.

Den metakrona HK har visats sjunka under isens recession från Ryssbergets syd- till dess nordspets. Även ås- och deltaplanens läge i förhållande till den vattenyta, vid vilken de bildades, måste ge uttryck för denna sänkning, tillfredsställande utbildade terrasser på dalsidorna är dock ganska svårt att finna.

Randbildning 1

(Numrering på fig 24). Över Nässumsslätten, söder om Sibbarpsdalens mynning, utbredde sig glaciärens bräm solfjäderformigt. Söder om Västånå har isranden haft nord-sydlig riktning, vilket antydes av två moränkullar. Randbildning 1 kan vidare följas genom två åscentra på den här dubbla rullstensåsen. Att rullstensåsen just här är dubbel visar, att glaciären ej påverkats av större sidotryck, utan att tunnlar lätt kunna hållas öppna. Inlandsisen på omgivande höjder har övergått i dödis eller i varje fall mist kontakten med den franskjutande glaciärtungan.

Efter en mindre stagnation, som givit upphov till dessa obetydliga randbildningar, avskiljdes dödis. Vid sänkans stränder, där vattnet var grunt, låg dödisen kvar. Mot denna dödis är Västånå deltats södra parti uppbyggt.

Randbildning 2 markeras av en vinkelböjd randås med två höga partier, vardera motsvarande en av isälvens nynningar. En proximal åsgrop mellan de båda höjderna motsvara den isälvsgränarna skiljande väggen.

Höjden närmast Holjeån är den så kallade Gudahagen med ett känt fornminne. Åsgropen har på sin botten en mindre nosse. Den sjö, som fordon fanns i åsgropen, anses ha varit offersjö vid den förmodade kultplatsen. Åssedimenten är normala, relativt grova isälvs-sediment, vars synliga delar ej visar spår av oscillationer.

Efter en stagnation har ett dödisbräm avskilts vid dalgångens båda sidor. Mot detta byggdes de två deltakäglorna upp, där is-

älvens båda grenar mynnar. Den delen av glaciärtungan, som hitintills nått upp till Västana by, övergick i dödis, dels genom bristande materialtillförsel, dels genom isolering efter stagnation. Norr om Västana har förmodligen också dödis tidigare avskilts vid bergbranten, genom att materialtillförseln från norr avbrutits. Vid Västana har troligtvis funnits en ned dödis fylld bukt, något som också antydes av områdets snåkulliga moräntopografi. Dödisen har länge hindrat utbildningen av HK. Som senare skall visas, byggs deltats norra del upp först när glaciärtungans rand avsmält till norr om randbildning nr 4.

Randbildning 3 sträcker sig över Sibbarpsdalens mynning. På en åskulmination ligger Näsuns kyrka på 31,83 m (triangelpunkt). Ingen färsk skärning, där sedimenten kan studeras, finns i kyrkbacken. Deltasedimenten gränsar i öster till en mindre drunlin. Isälven bör åter ha runnit fram i en tunnel, vilket kan bero på, att isens expansion i sidled hindras av dalsidorna. Sprickor och tunnlar i isen fordrar stort hydrostatiskt tryck för att hållas öppna. Endast tunneln med det högsta trycket kommer att äga bestånd. Detta otydliga randläge visar sig också som en moränudde vid dalgångens västsida.

Åsens sediment kan sedan följas som flacka ryggar på växlande sidor om landsvägen Näsun - Jänshög till randbildning nr 4, Ekebjör. Inte på någon lokal söder om Ekebjör har åsen byggts upp till närheten av vattenytan.

Randbildning 4. Randåsens Ekebjör (lokal 24) är en väl markerad randbildning. Den 200 m långa och 100 m breda, ekskogsbevuxna åsen höjer sig med branta sidor till 55,5 meters höjd över de plana dalsedimenten (höjd ca 35 m). Som berg är således Ekebjör föga inponerande. Distalbranten har en stupning på omkring 25° , och proximalbrantens stupning är ca 35° . På sydsidan finns två tydliga abrasionsterrasser på 37,1 och 47,2 m och en svag på 43,8 m. På distalbranten finns ett fåtal upp till 1 m stora block. Ytan är plan, och åsen är antingen uppbyggd till en vattenyta eller senare abraderad.

Planet är ca 60 m brett och 80 m långt. På nordsidan finns ett grustag i åsen. Det är beläget väster om proximalåsens föreningspunkt med randåsen. Grustäkt sker för närvarande inte (1959). (Där ej annat anges hänförs sig beskrivningen av sedimenten i Holjeåns dalgång till förhållandena år 1959). Materialet tycks bestå

av väl sorterad grovsand. Denna är starkt rasbenägen, och ingenstans i grustaget kan isälvs-material in situ studeras. Över raskäglorna i grustaget kan mellan 0,5 och 1 m av åsens ytskikt iakttagas. Detta består av svallat material, till största delen sammansatt av huvud- stora stenar, men även block med 0,5 - 0,75 meters diameter förekommer. På proximalsidan är finare svallgrus av ca 1 meters mäktighet synligt. Detta är tydligt tippat svallgrus och har förts över till nordsidan från söder. Morän är ej synlig i bottenlagerna.

En noränrygg, liksom Ekebjör utsträckt i E-W, finns i byn Gonarp vid mynningen av den dalgång, som skiljer Ryssbergets nordliga och sydliga del åt. Denna morän är dock troligtvis avsatt över en bergkärna.

Ekebjör kan tänkas vara bildat som en randås mellan ett avskilt dödisparti och en tillskärpt isrand. Eventuell sammanpressning av sedimenten kan ej iakttagas. Följer man den mäktiga getryggade proximala åsen norrut, finner man i ett grustag i ett brett åsparti material av samma typ, alltså väl sorterad grovsand, som i Ekebjör. Denna iakttagelse leder till tanken, att Ekebjör åtminstone proximalt kan vara bildat subglacialt i mynningen av en isälvtunnel med ovanliga dimensioner. Rullstensåsen söder om Ekebjör slutar vid dess västsida, proximalåsen vid dess östsida. Rullstensåsen är alltså förskjuten 200 m åt öster, och Ekebjör utgör förbindelselänk mellan dess båda ändar.

Ekebjörs genes kan tänkas vara följande. I dalgångens centrum, där vattendjupet var betydande, avskildes isens randpartier genom kalvning. Men vid dalsidan, där vattendjupet var mindre, kom det genom kalvningssprickan avskilda dödisbränet att ligga kvar. Mellan isbräcken och det stagnerande dödisbränet ägde sedimentation rum. Sprickzonen befann sig i höjd med Drögsperydalen, som vid denna tidpunkt nöjligen var isfri vid mynningen. Den fria isranden böjde av mot denna dalgång och pressade samman den storblockiga noränryggen vid dalgångens mynning. I samband med denna förskjutning flyttades också isälvens tunnel 200 m österut. Genom den mot den mindre dalen avlänkade isrörelsen blev istillförseln i dalens centrala parti något mindre. Detta kan ha bidragit till, att isälvtunnelns mynning vidgades.

I detta vidgade valv avsattes randåsens proximala och centrala del, nedan dess distala möjligen avsatts i den öppna sprickan mellan isranden och dödisväggen. I åsens distala delar finns ingen skärning, och sedimenten kan ej studeras. Däremot kan man konstatera, att åsen proximalt byggts upp till närheten av tunnelvalvet. Det mycket grova materialet, som syns i grustagets yta, kan delvis ha förts upp i sitt läge genom att isälven i sedimentationens slutskede byggt upp sin bädd i jämnhöjd med tunneltaket. De största blocken måste däremot härstamma från tunnelvalvets tak.

Alla block i svallkappan upp till huvudstorlek är väl avrundade. De fåtaliga större blocken är kantavrundade. Möjligt är, att dessa nöts genom abrasion. Troligtvis har ej isen vid en oscillation överskridit åsen och tillfört dess yta morän.

Egendomligt är, att block finns i markytan på distalsidan men ej på proximalsidan. Man kan antingen tänka sig, att de härstammar från de åsen ongivande isväggarna eller förts till åsen ned isberg. Det senare är mest sannolikt. Vore det förra fallet borde åsens sidor vara täckta med block i lika hög grad. I det senare fallet hade isblock större förutsättningar att stranda på den mindre branta distalsidan, som dessutom vette mot den öppna issjön.

Ännu ett spørsmål måste besvaras. Är Ekebjör uppbyggt till en vattenyta, eller har den plana överytan utformats genom abrasion? Det senare alternativet är förmodligen det riktiga. Vid Gonarps skogsskifte, 1 km ENE om Ekebjör, avvägdes isskjutna block vid en terrass, som sannolikt utbildats vid HK, till 60,8 och 61,2 m (lokal 25). Den från början noräntäckta, förmodligen relativt skarpryggade randåsen, har brutits ned genom abrasion. Planet utbildades vid en vattennivå av ca 56 m.

Medan Ekebjör byggts upp i isälvtunnelns nynningsvalv, hinner även den proximala isälvtunneln att fyllas ut. Proximalåsen är en ca 15 m hög och vid basen ca 150 m bred getryggad ås. Sedimenten är normala, och det översta materialet är grovt ned upp till 2 dm stora block. Ett grustag finns i sediment avsatta i ett vidare nynningsvalv.

Randbildning 5 (lokal 26)

Liknande sediment återfinns i ett grustag i närmast norrut belägna tydliga randbildnings distalbrant. Vid detta grustag bör således isälvens nynningsvalv ha befunnit sig.

Randbildningen, som är belägen vid Sibbarpsdalens hållplats, består av två ryggar, en nordlig och en sydlig. Att små oscillationer ägt run antydes av ett par noränryggar på vardera sidan om åsen.

Den nordliga randåsen visar, att isen stagnerat vid detta randläge, efter det att den södra randåsen byggts ut till ett mindre delta. Materialet i detta parti består av väl skiktade, relativt grova sediment med i stort sett ostlig stupning. Skikten har ej veckats.

Efter uppspricningen och dödisbränets isolering försköts isälvs-tunneln 200 m västerut och återtog sålunda sin ursprungliga huvudriktning. Men dessutom har två mindre ostliga sidotunnlar kunnat hållas öppna, och randåsen har tre proximala åsryggar svagt antydda.

Den södra randåsen har inget väl utbildat plan på toppen. Avvägningar av dess högsta och jämnaste parti gav värden på omkring 54,8 m. En avvägning av en terrass ned i terrassfoten inpressade block i den östra noränryggen gav värdet 55,4 (lokal 27). Denna strandlinje måste vara yngre än randåsen, något som talar för att det obetydliga deltaplanet är ett abrasionsplan likson Ekebjers topplan.

På deltats distalsida avvägdes två abrasionsterrasser på 48,6 och 44,2 m.

På västra dalsidan avvägdes två mycket tydliga terrasser på 51,5 och 56,6 m (lokal 28). Båda kunde ned snärre avbrott följas omkring 300 m.

Troligt är att vattenytan sjönk till deltaplanens abrasionsnivå först sedan randås nr 5 bildats.

Ekebjers, dess proximalås med en mindre tvärsås och den av två randåsar bestående randbildning nr 5, kan betraktas som ett komplex av israndbildningar uppkommet under en tid, då isrecessionen var långsam.

Efter israndens stagnationer förefaller isavsmältningen att ha försiggått med jämn hastighet och relativt snabbt. Isälven har ej byggt upp sin bädd till större höjd i snältvattenstunneln. Rullstensåsarna kan i allmänhet följas endast som sandiga band i åkrarna.

Randbildning 6. Denna utgöres av en randås (lokal 29), som är belägen vid Östafors station. Fig 26 visar grustaget i åsens västra kant. En dödisgrop, möjligen indicerande en oscillation på deltats proximalsida, har fyllts med fina sediment. Nya tillnärmelsevis horisontella sedimentenskikt har avsatts diskordant över dödisgropen. Den horisontella sedimentpacken har veckats. Veckningarna kan bero på sättningar i sedimenten efter det att isblocket börjat smälta bort. Detta grustag har tagits upp i åsens lägre, breda basparti på 45 meters höjd. Detta ligger ca 20 m över ongivningen. Planet är ett abrasionsplan, och de fina sedimenten har avsatts nedan isranden befunnit sig på något avstånd.

Åsen har emellertid ett centralt parti, som når 57,0 m. Åsens högsta parti ligger således ca 30 m över ongivningen (35 m över Holjeån).

Randåsens överyta är avplanad, men planet är endast ca 30 m brett och 100 m långt. Flera mindre terrasser är urskiljbara såväl på proximal- som på distalsidan. Terrassfotens höjd: 52,7, 49 (p), 46,2 och 34,0 m. Den sista terrassen är synlig endast på nordsidan och kan vara en flodterrass.

Att åsplanet är primärt, bildat vid sedimentationstidens vattenyta, visar strandterrasser på västra dalsidan NW om randåsen. Här ligger högsta terrassen på 58,8 m, lägre på 54,7, 50,6 och 45,6 m (lokal 30).

Förutom ovan beskrivna åsparti, som är beläget väster om vägen mellan Näsund och Jänshög, finns öster om vägen en lägre ås med två höjder, som når omkring 50 m. Dessa motsvarar vardera en av isälvens mindre grenar. Åsbågens sammanlagda längd är ca 1 km.

Randbildning 7 är en mindre randås, som ej nått upp till HK och ej heller senare blivit avplanad. På proximalsidan finns stenblock. Norr om denna ås framträder huvudåsen åter i väl utbildad ryggbform.

Huvudåsens sträckning kan delvis följas genom det mindre randdeltat norr om Östafors kraftverk (randbildning 8), och grustag i dettas nordliga parti visar grova sediment avsatta nära isälvens nynnning.

Randbildning 8 representeras även av ett deltaparti öster om Holjeån, skilt från den föregående delen genom åns dalgång, vars strandbranter helt utgöres av deltasediment. Åns vattenyta ligger här på 31 m; deltats plan på 56 m. Sedinentnäcktheten är således omkring 25 m och även sedimentationsdjupet bör ha varit omkring 25 m.

Deltats plan är nämligen väl utvecklade och kan ej vara abrasionsplan. Den östra delens (lokal 31) mycket jämna yta är 500 m lång och 200 m bred. I öster intill bergssidan finns en ca 100 X 75 m vid dödisgrop. Deltaplanets högsta punkt avvägdes till 56,3 m.

Övriga höjdvärden på deltaytan i väst-östlig riktning är: 54,6, 55,6, 55,5, 54,9, 55,3 och 55,6 m. En terrass med rikligt ned frisköljda block vid deltaytans östra gräns låg på 55,8 m (lokal 32).

Att ett så stort deltaplan skulle ha kunnat uppkomma genom abrasion verkar mycket osannolikt, eftersom strandförskjutningen säkert har varit mycket snabb. Men problemet kan fordra diskussion, eftersom höga värden på HK vid Ryssbergets nordspets finns angivna i litteraturen. Ett ypperligt bevis för att strandlinjen är HK finns onedelbart norr om platsen för strandlinjeavvägningen. Nedanför den här branta, frispolade bergssidan finns en skvalterrass (lokal 32), som löper längs bergbranten från 65 meters höjd, där den är 10 m bred, ner till 54,5 m, där den är halvmeterbred. Längden är ca 100 m och lutningen således 1:10. Skvalterrassen visar sig sålunda sluta vid strandlinjen eller något under denna, vilket är att vänta, eftersom strömmen näste ha varit stark. Man kan av detta fastslå, att HK i Holjeåns dalgång i höjd ned Östafors låg på ca 55,5 m.

Söder om Rammsjön gav paulinavvägningar från sjöytan (approximativ höjd 51 m) ett värde på 56 m på en tydlig terrass, som är synlig längs stora delar av sjöns sydsida. Öster om Rammsjön vid Gränums station låg HK på 56,8 m (lokal 16). Dessa tre lokaler ger möjlighet till konnektion av strandlinjediagrammet för Ryssbergets östsida ned västsidas randbildningar. Man erhåller även ett direkt bevis för att isen vid Ryssbergets nordspets avsnäلت samtidigt från öst- och västsidan.

Deltats västra del (lokal 34) är något högre än dess östra. Planet, som endast är ca 150 m långt och 100 m brett, når 56,9 meters höjd. Ett mindre distalt plan når 54,9 m. På dettas sydsluttning finns terrasser på 53,8, 48,6, 42,0 och 37,5 m. På det östra deltats nordsida finns en terrass på 52,3 (lokal 33). En kraftig terrass

på omkring 43,8 m är synlig vid deltats hela fot. Över denna avvägdes på en lokal en terrass på 45,9 m.

Norr om deltats östra del har Rammsjön sitt avlopp. Denna deltadel kan ursprungligen ha varit större och dess proximala sediment ha blivit bortförda genom erosion. 44-meterterrassen kan ha skärpts genom erosion av strömmande vatten. Ett grustag (1967) visar att sedimenten proximalt är fina, mellan- och grovsand.

Sedimenten i östra deltadelens distala grustag utgöres huvudsakligen av flackt liggande finsandslager, men moiga och mjöligena skikt kan också iakttagas.

De finare sedimenten är avlagrade som synmetriska ripples (Sundborg 1956 s 208). Där ripplebildningen är tydligast bör vattendjupet ha varit 15 m.

Horisontella eller svagt åt söder stupande lager sträcker sig ända fram till distalbranten, där den branta distalslutningen skär över den. Huruvida avlastningsbranten ursprungligen varit fri eller om sedimenten avsattes mot avskild dödis är svårt att yttra sig om. Det är troligt, att det senare varit fallet, vilket antydes av den laterala dödisgropen. Deltat har senare även distalt varit utsatt för såväl abrasion (nindre abrasionsplan på 44 meters nivå) som fluviatil erosion.

Israndens läge vid deltats utbyggnad kan ej säkert fastställas. En låg moränrygg norr om östra deltadelen kan visa ett randläge. Även vid västra deltadelen finns en motsvarande moränhöjd. Västra deltadelens proximala sediment är grova, avsatta nära isälvens nynning.

Dalgången blir smalare norr om deltat, och man skulle kunna tänka sig, att sedimenten förts fram med strömmen i den trånga dalgången under lång tid och avsatts i lugnvatten, där dalen vidgar sig. Sedimenten skulle i så fall komma att ligga i lä bakom de vidgade dalsidorna, vilket även är fallet. Deltats tudelning skulle kunna vara ursprungligt anlagd. Men deltat har troligtvis från början varit en enhetlig bildning, som senare delats upp genom erosion av den kraftiga snältvattenströmmen.

För en uppbyggnad i närheten av isranden talar även, att sedimenten i det västra deltats grustag, som sträcker sig in i deltaplanet, ännu i ytan innehåller grovt grus och småstenar (normalmaximun 5 cm). Under 1,5 m liggande lager består emellertid huvud-

sakligen av fin- och mellansand. En ytbädd är således utvecklad, vilket motsäger sedimentation vid en vikande isrand. Svallgruskappa saknas så gott som, vilket tyder på att vattenytan sjunkit strax efter det att isen lämnat randläget.

Deltat vid Östafors, randbildning 7 och den väl uppbyggda åsen, som förenar den, kan betraktas som ännu ett komplex av randbildningar innehållande två urskiljbara randlägen. Med paulin nåttes höjden på ett par terrasser ca 500 m norr om Östaforsdeltat till 53 och 45 m. Den översta är HK. Värdena visar således, att issjöytan sjunkit kort efter det att isranden lämnat randläge nr 8. Onedelbart norr om deltat avvägdes höjden på en strandlinje till 52,2 m.

Randbildning 9. Väster om Jänshögs by är isälvssediment blottade i ett mindre grustag. Sedimenten är delvis veckade, vilket skulle kunna antyda en isoscillation. Möjligen är fenomenet en följd av jordflytning. Ett israndläge markeras i varje fall svagt av delta-sedimenten.

Från detta israndläge sträcker sig en getryggad ås upp mot Tullstorpsbron norr om Jänshögs by. Denna har skyddats mot erosion genom den omgivande dödisen.

Randbildning 10. En skärning proximalt om åsen söder om bron visar, att vi här har ett ännu ett israndläge. Bottenmorän överlagras av veckade finkorniga sediment, som även utfyller ett par dödisgropar av varierande storlek. På dödisgroparnas botten ligger upp till halvmeterstora block. Genesen kan tänkas vara följande: Över det stagnerande isbränet förs bottenmorän upp längs glidplan. Bottenmorän konner att omge dödisblocken. När isblocken smälter fylls groparna med fina glacifluviala distalsediment. I dessa sker sättningar, som framträder som förkastningar, och solifluktion, som åstadkommer veckningar, under det att isblocket smälter bort.

På botten av dödisgropen samlas moränblock, som varit infrusna i isblocket. Över bottenmoränen och den utfyllda dödisgropen avsättes efter erosion diskordanta, horisontella isälvssediment. De veckade sedimentpackarna utgör enligt ovanstående resonemang inte bevis för oscillationer. Däremot visar avlagringarna ett randläge. Bottenmorän visar enligt Björnsjö (1949 s 47) randlägen: "Granskar

nan de lokaler, som uppgives vara av bottenmoräntyp, visar det sig emellertid, att de som regel är randbildningar eller vid dylika knutna och i närheten belägna moränavlagringar.

RANDELTAT VID OLOFSTRÖM

Lokal 35. Randläge 12, fig 27.

Dalgången mellan Jänshög och Olofström är en trång sprickdal. Där denna möter flera andra dalstråk, bildas en vid sänka. Från denna sänka utstrålar åt norr Snöflebodaåns dalgång, Vilshultsåns dal och den dalgång, som järnvägen mot Älnhult följer.

Halens avloppsdal har ost-västlig riktning, och en relativt vid dalgång följer det nordväst-sydostliga spricksystemet mot Agrasjön sydost om Olofström.

Sänkans areal är ca 2 km^2 . Vattendjupet i dess centrala del var vid inlandsisens avsmältning ca 17 m. Topografiska kartbladets fixpunkt vid bron över Holjeån på 41,12 m ligger obetydligt över åns vattenyta. Längs östra dalsidan kan en väl utbildad terrass följas. Vid Svängstavägen var dess höjd 58,0 m och där Kyrkhultsvägen lämnar dalen, dvs vid dess norra gräns, 58,4 m.

Sänkans botten är till största delen täckt av isälvsediment, men i västra delen höjer sig några mindre norän- och bergkullar ur sedimenten, som här är tunna. Sedimentmängdigheten är centralt av samma storlek, som vattendjupet var, dvs minst 17 m.

Deltat är ett normalt randdelta vid HK i den innersta delen av en trång vik. Det har på grund av dalsidornas begränsning ej fått typisk golfjärderform och har dessutom blivit starkt sönderskuret av erosion.

Sänkans nordliga halva delas i ett ostligt och ett västligt sedimentationsonråde genom en bergrygg, som sträcker sig mot söder mellan Vilshultsåns och Snöflebodaåns dalgångar. Båda dalarna har följts av sedimentrika isälvar, vars avlagringar återfinnes längs dalgångarnas sidor. Som en andra topografisk gränslinje kan Holjeåns huvudsakligen väst-östliga lopp betraktas. Detta delar fältet i ett nordligt och ett sydligt område.

Beskrivning

I följande beskrivning användes beteckningarna område 1 för den sydliga, område 2 för den nordostliga och område 3 för den nordvästliga delen (fig 28).

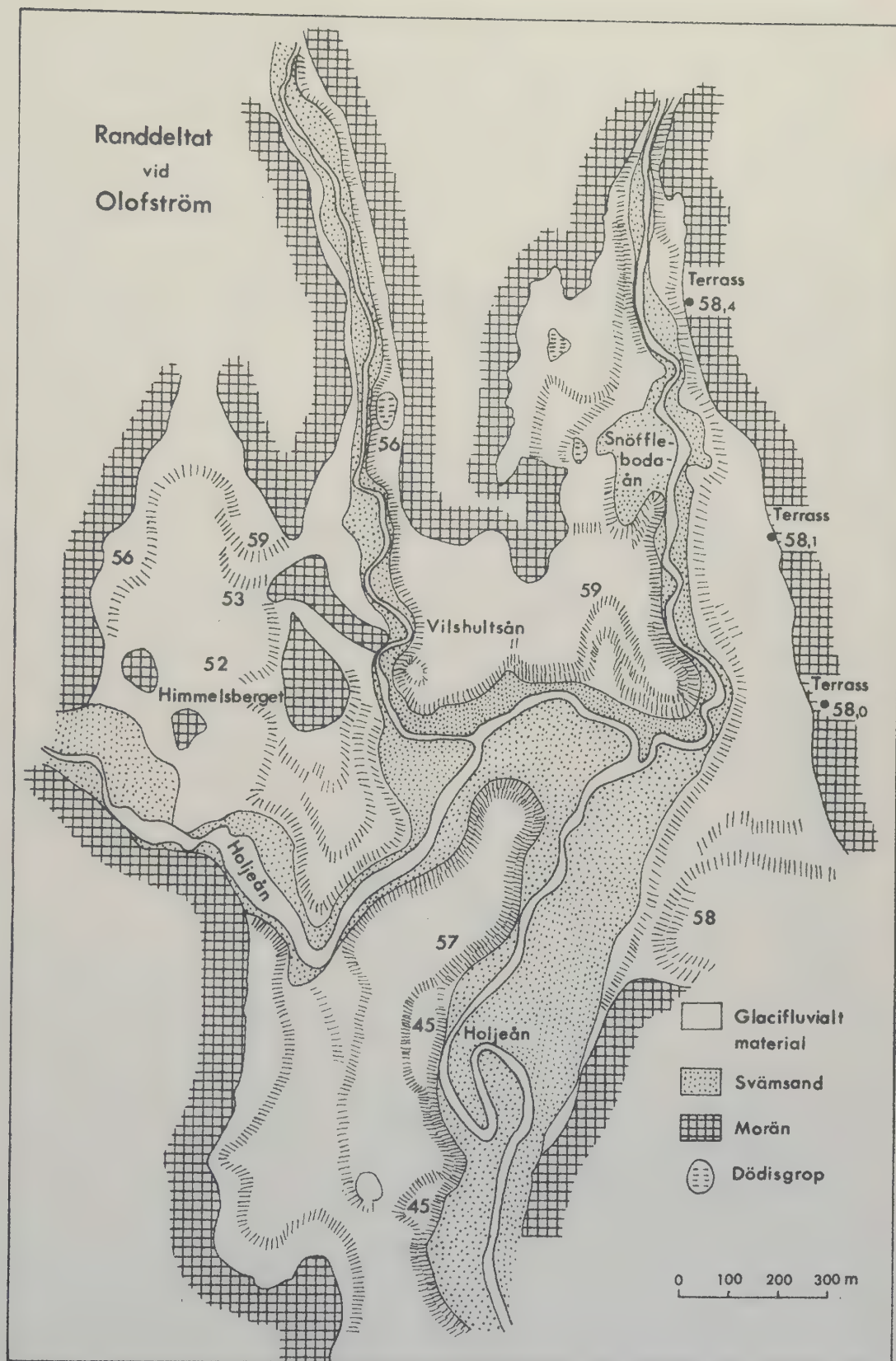


FIG. 27. RANDELTATS LÄGE I HOLJEÅNS DALGÅNG SE FIG. 24.

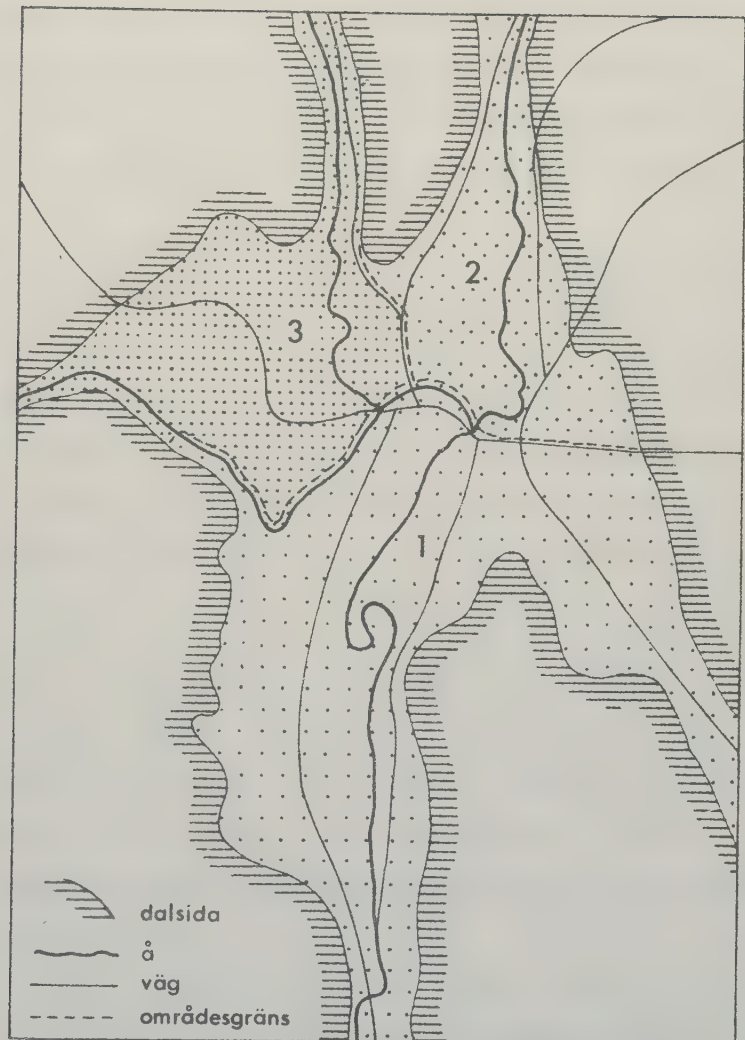


FIG. 28. OLOFSTRÖMSDELTAT, MORFOLOGISKA OMRÅDEN 1 - 3.

Onråde 1. Sänkans centrala del intages av ett kilometerlångt planfält, som förmodligen ursprungligen hängt samman med deltaplanet i nordosthörnet av område 1. Detta är mindre, ca 200 x 300 m. och fyller ut sänkan mot bergshöjden i SE. De båda fälten skiljs av Holjeåns ca 200 m breda erosionsplan (höjd 40-41 m). Det centrala deltaplanet når 57 m och det östra 58 m. I områdets västra del har sedimentmängden ej varit tillräcklig för att plan på denna nivå skulle kunna uppkomma. Troligtvis har även kvarliggande dödis hindrat sedimentationen. Erosion genom mindre vattendrag från den västra bergssidan har fört bort sediment och utplånat eventuell dödis-topografi. Vid bergsfoten är på ett par platser en mindre sediment-sedimentterrass på 56 m synlig. Skärningar saknas helt inom område 1.

Onråde 2. Inom detta område är det tredje större planfältet beläget i vinkeln mellan Holjeån och Snöflebodaån. Planet når 59 meters höjd. I planfältets södra del kan en rullstensås urskiljas. På båda sidor om rullstenåsen vittnar sänkor om, att dödis fanns kvar kring åsen, medan deltabildningen pågick. I deltaplanets nordosthörn framträder åter rullstensåsen. Detta åsparti är numera nästan fullständigt bortschaktat. I grustagets botten är ca 2 m finkorniga sediment, finsand och mo, blottade. Över dessa består materialet huvudsakligen av block med ett normalmaximum av 2 dm. Men även upp till 0,5 m stora block förekommer. Blockskiktet är omkring 1 m mäktigt och utgör isälvens färdigbyggda bädd. Över denna ligger fina deltasediment av ca 1 meters mäktighet. De översta i grustaget blottade skikten utgöres av tippat svallgrus med en mäktighet av 3 m.

Åsryggen har bibehållit sin primära form genom proximal dödis-avskiljning norr om deltaplanet.

I mittlinjen av område 2 syns två dödisgropar, varav den nordliga når under grundvattensnivån. En liten göl fanns även den torra sommaren 1959 på dess botten.

Bergssidan i väster följs av en terrass, bildad av en smältvattensström från en mindre dalgång norr om den största dödisgropen. Enligt kartan ligger terrassplanet högre än den strandterrass, som jag avvägt på dalens motsatta sida. Terrassplanet utbreder sig mellan 60 och 59 m, och den av mig avvägda terrassen låg på 58,4 meters höjs i norr och på 58,0 m i söder. En differens på mellan ca 1 - 1,5 m tycks alltså ha rått mellan vattennivåerna vid östra och västra

dalsidan. Höjdskillnaden kan förklaras ned att vattenytan vid västra dalsidan var isdänd, medan vattenytan vid östra dalsidan fritt kommunicerade med issjöviken.

Även östra dalsidan följs av en sedimentterrass. Denna förefaller att ursprungligen ha varit bredare men har brutits ner genom den kraftiga erosion, som rått i denna del av sänkan, alltsedan erosionsbasen sjönk.

Onråde 3. Något större planfält finns ej utbildat inom området. Söder om Vilshultsådalens mynning i sänkan ligger på båda sidor om ån ett par mindre åsryggar. Den på åns östra sida är avplanad och når 58 m.

Ett mindre planfält, som når 55-56 m, sträcker sig som en fortsättning av dalgångens sedimentterrass åt söder. I järnhöjd med en av dödisgroparna i område 2 finns i dalterrassen en ca 6 m djup dödisgrop. Sedimenten kring den bergsrygg, som skiljer Vilshultsådalen och den dal, som följs av järnvägen, åt, når mellan 58 och 59 meters höjd, och samma är förhållandet kring Himmelsberget.

Söder om järnvägens dalgång når sedimenten vid den västra bergssidan 58 m. Sänkan framför dalgångens mynning har troligtvis till största delen varit fylld av dödis, och sedimentation har endast ägt rum vid dalsidorna. Efter dödisens avsmältning har ett grunt bäcken bildats. En terrass på 53 m är tydligt utbildad. Denna terrass omsluter ett plant område med fin sand (bangårdsområdet) på 52-53 meters nivå. Detta bäcken tycks ha fyllts med sediment, sedan dödisen smält bort.

Terrasser, som ej utbildats vid HK. Svaga spår av erosion finns vid 56 meters nivå. Terrasser på 52-53 m och 47-48 m och plan mellan 51 och 52 m är flerstädes urskiljbara. Likaså mynnar jordflytningsdalar vid denna nivå. Två jordflytningsdalar, som mynnar vid 45 m, kan iakttagas i det centrala planfältet i område 1.

Är dessa erosionsmärken utbildade genom abrasion eller genom floderosion? Eftersom Olofströnssänkan, liksom de åt söder och SE riktade dalgångarnas mynningar, förmodligen varit sedimentfylld till nära HK:s nivå = 58,0 m, torde åtminstone terrassererna vid 52-53 m och vid 47-48 m vara utbildade enbart genom fluviatil erosion. Möjligt är, att issjöviken kunde nå in över delats lägre partier, då de svaga erosionsmärkena på 56 m bildades.

Att relativt kort tid förflutit från isrecessionen till dess att erosionsbasens sänkning till 52-53 m ägde rum, antydes av dödigröpsen nedanför denna terrass i område 2. Isen har sålunda ännu inte varit fullt bortsmält, när erosionsbasens sänkning nr 2 inträffade. Det utfyllda bäckenet i område 3 visar sannolikt, att ännu smältvattensflöden följde tillloppsdalet.

Ur terrasshöjden kan man ej dra några slutsatser beträffande Baltiska issjöns exakta vattennivåer efter första sänkningen. Det enda man säkert kan konstatera, är att sedimenten i Olofströmssänkan utsattes för stark senglacial erosion, att det nuvarande dräneringsnönstret grundlades vid erosionsbasens första sänkning, och att spår av fyra erosionscykler är bevarade.

Höjdvärdena passar enellertid förvånansvärt bra in i distansdiagrammet. Issjöviken bör ha haft sin innersta del vid Jänshög. Fallsträckan var således kort, älven strömstark och sedimenten lättroderade. Flodbädden kunde härigenom sänkas till nära vattenytans nivå. Värden på erosionsnivåerna har på grund av den ringa differensen införts i distansdiagrammet.

Deltats bildningshistoria. Centralplanet i område 1 utgör en fortsättning på åsen genom Holjeådalen och har tillförts material genom de två isälvsarnar, i vilka den trånga dalgångens isälv delas i Olofströmssänkan. Möjligen har östra deltaplanet i område 1 även byggts upp av de båda isälvarna. Deltaplanet i område 2 har legat i lå för isälven genom Vilshultsådalen, dels genom dödigröps, dels genom bergsryggen, som skiljer område 2 och 3 åt.

Sedimentmängderna är betydande. De tre största deltaplanen har med stor sannolikhet bildat ett sammanhängande ca 1 km^2 stort fält. Om man räknar med en sedimenttäthet av 17 t, blir sedimentmängden = $17\,000\,000 \text{ t}^3$. Mycket approximativt kan man beräkna sedimentmängden i sänkans övriga delar vara ungefär hälften så stor. En ungefärlig sedimentmängd på ca $25\,000\,000 \text{ t}^3$ kan anses vara betydande; dock ej i högre grad än att man mycket väl skulle kunna tänka sig sedimenten fransporterade till issjöviken under hela den tid inlandsisens dränering skedde genom de tillförande dalgångarna.

Upprepade stagnationer ha ägt rum i Holjeåns dalgång. Som framgår av beskrivningen av denna dalgångs sediment, kan man urskilja minst 12 randlägen. Dessa är ej topografiskt betingade.

Troligtvis får man söka klimatiska orsaker till de kortvariga stagnationerna. Vid Olofström sammanfaller läget av isranden och HK. I sådant läge sker ofta en stagnation av isranden. Sedimentmängden i Olofströmsdeltat är emellertid så stor, att även klimatet bör ha haft betydelse. Skärpningen behöver dock ej ha varit långvarigare, än de övriga randbildningarna i Holjeåns dal.

I sänkans centralparti saknas randelement. I norra delen har tydliga spår efter dödis bevarats. Denna kan ha avskilts genom att nivåskillnaderna här är relativt stora. Dessutom var vattendjupet ringa. Dessa orsaker är fullt tillräckliga för att förklara det tunna, sedimentfyllda isbrämets stagnation och platta avsmältning.

På den centrala höjdryggen (mellan område 2 och 3) ligger emellertid två moränkullar i nivå med två dödisgropar. Moränhöjderna begränsas åt norr av två erosionsdalar, den ena stupande åt öster, den andra åt väster. Det förefaller ganska troligt, att moränkullarna är en sammanskjutningsmorän med bakomliggande marginala smältvattensdalar, och att en isframstöt medverkat vid uppkomsten av det proximala dödisområdet. Grova proximalsediment saknas i dess yta. Sprickor och lakuner i dödisområdet har fyllts med fina sediment, sedan isranden avsmält från dess omedelbara närhet.

Vattenytan i sedimentationsbäckenet har troligtvis sjunkit snabbt. I de tillförande dalgångarnas sydligaste delar når sedimenten regelbundet 59-60 meters nivå, i nivåkartans nordligaste del endast 56-57 m. Sänkningen sker på samma latitud i de båda dalgångarna. (Dessa plan visar även, att det är troligt, att issjövikar nådde in i dalgångarna vid 56 meters vattennivå.)

Vattenytan sjönk sedan till 52 meters nivå, medan isranden befann sig i närheten av Olofström. Inget mera betydande vattenflöde har följt dalgången med Olofström-Älmhultsjärnvägen, efter det att isen avsmält till norr om föreningspunkten mellan denna dal och Vilshultsåns dalgång. Passpunkten i den senare dalen är nämligen lägst. Sedan dödisen i sänkan i område 3 (Olofströms bangård) smält bort, måste en relativt kraftig ström föra fram sediment och erodera för att så väl markerade terrasser och ett så väl utfyllt bäcken, som det här är frågan om, skulle komma till stånd. Smältvattenströmmen från isen bör fortfarande ha varit verksam.

En kort rullstensås finns vid järnvägsdalens norra mynning, och likaså är föreningspunktens mellan denna dalgångs isälv och

Vilshultsådalens bevarad i form av en mindre tvärrås. Så länge isranden låg över dalgången, kunde den i dalens mitt belägna vattendelaren passeras av smältvattenströmmen, men så snart Vilshultsådalen med dess lägre passpunkt blev tillgänglig, följde smältvattnet denna dal. Någon erosion av 52-metersplanet vid dalnynningen skedde ej, när erosionen förnyades genom issjönivåns nästföljande sänkning.

Sambandet mellan randbildningar och lateralterrasser.

Abrasionsterrasserna längs dalsidorna i Holjeåns dalgång kan anses relativt tydliga. Däremot måste starka strömmar ha förstärkt erosionen framförallt i närheten av isranden. Terrassfoten ger enligt all erfarenhet det mest noggranna värdet på vattennivån.

Som framgår av kartorna, överensstämmer i allmänhet höjden på deltaplanen och på de avvägda terrasserna väl. De större deltatytorna i Olofström förefaller att ha byggts upp något över vattenytan (0,5 - 1 m), randåsbildning 6 nådde troligtvis till vattenytans närhet, likaså ligger abrasionsplanet på randbildning 5 något under vattennivån, medan Ekebjers större abrasionsplan förmodligen mycket väl ansluter till denna.

Från Ekebjer i söder till Olofströmsdeltat i norr har fyra stagnationskomplex med mellanliggande dödisbräm kunnat urskiljas. De karakteriseras av ett antal randåsar med sammanbindande huvudås, som når ansevärliga dimensioner. Ett specialfall på grund av topografiska orsaker utgör Olofströmsdeltat.

Mellan randkomplexen har ej huvudåsen byggts upp till större dimensioner. Den sammanfaller eller höjer sig endast obetydligt över ongivande dalsediment. Isrecessionen har varit snabb och kontinuerlig.

Samma avsmältningstyp finner Björnsjö (1949 s 264) i sitt undersökningsområde. Han finner att "de flesta avsmältnings- och stagnationslinjerna sålunda till sitt ursprung torde ha varit kalvningsbräckor och sprickbildningar, vilka i vissa delar utvecklats till aktiva israndlägen" och, "att isranden aldrig gradvis och kontinuerligt 'dragit sig tillbaka' från ett tidigare randläge till ett senare utan 'hoppåt' från det ena randläget till det andra. Isen avsnördes och övergick i dödis samtidigt inom hela den mellanliggande zonen".

Ekebjer är bildat vid en vattennivå av 61 m. Norr om komplexet låg den översta väl utbildade terrassen på 56,5 m. Vattenytan har således sjunkit.

Ytan av randås 6 ligger på 57,0 m. En terrass NW om randåsen låg på 58,8 m. Ytan på randbildning 8 (Östaforsdeltat) når 56,9 m. En strandlinje, som säkert är HK, har en höjd av 55,8 m. Vattennivån har åter sjunkit. Proximalt om Östaforsdeltat är den högsta strandlinjen utbildad på 52,2 meters nivå. Norr om denna paulinavvägdes en terrass till 53 m. Vattenytan förefaller att ånyo ha sjunkit, strax efter det att isen lämnat randläget.

Vattennivån, vid vilken Olofströmsdeltat bildades, var ca 58 m. Norr om Östaforsdeltat låg HK på 52,2 m. Avståndet är 7 km. Ur dessa värden erhålles en gradient på HK av 7 m/10 km, vilket är för lågt jämfört med Ryssbergets ostsida. Försöker man placera in deltan och strandterrasser i det för Ryssbergets ostsida upprättade strandlinjediagrammet, lyckas detta med förvånansvärd precision. Även av diagrammet framgår, att en kraftig regression bör ha ägt rum efter sänkningen vid Östafors. Regressionen ägde förmodligen rum efter de svagt markerade randlägena vid Jänshög. Ännu två sänkningar ägde rum, medan isen drog sig tillbaka 2 km norr om Olofström. Även dessa har samband med randlägen, som dock är dimunitiva i de trånga dalgångarna. Vattenytan förefaller här att mycket känsligt reagera för skillnader i isens avsnältningsintensitet.

STRANDLINJER OCH ISÄLVSSSEDIMENT KRING IVÖSJÖN

Ivön.

De Geer (1889a) skildrar ett strandgrusområde på Ivön så: Det vackraste strandgruset torde förefinnas vid södra änden af Iföklack där nedanför den marina gränsen på en lång sträcka längs öns höjdygg ofantliga massor rullstenar ligga hopade i stundom 2 m mäktiga vallar.

Strandvallsområdet (lokal 36) är även i detta fall utbildat på bergklackens läsidesdrumlin. De Geers skildring verkar något överdriven. Strandvallsområdet är ej tillnärmelsevis av samma klass som på Listerlandets berg. Vallarna är helt vegetationstäckta och framträder föga i terrängen. Endast den översta vallen når ett par meters höjd. Krönets medelhöjd är 54,5 m. Vall nr 2 har en medelhöjd av 53,5 m. I brantare sluttning norr om vallen uppmättes höjden på motsvarande terrass till 52,8 m. Krönhöjden på vall nr 3 är i medeltal 52,7 m. Terrasshöjden 51,6 m. En obetydlig vall har höjden 51,9 m och motsvarande terrass 50,6 m. Slutligen avvägdes en stor terrass på 50,6 m och en svag på 49,1 m. En obetydlig terrass finns dessutom på 44 m.

På norra Ivön söder om kaolinbrottet finns ett mindre delta (lokal 37). Även detta omnämner De Geer (1889a). Han anger deltatans höjd till 53,8 m. Deltaplanet, som endast har en yta av ca 50 x 100 m, ligger i lä söder om ett utskjutande bergsparti och kan betraktas som en mot dödis uppbyggd lateralterrass. Terrassplanets höjd ökar enligt mina mätningar från 54,9 m distalt till 56,5 m proximalt. Den senare siffran torde vara ett något för högt HK-värde.

Terrasser är inskurna i deltasedimenten på följande nivåer: 52,8, 44,3 (den utan jämförelse kraftigaste terrassen, som kan ha underminerat närmast överliggande), 39,8, 36,0, 32,0, 20,3, 15,1, 10,4 och 9,1.

De sistnämnda fyra avvägningarna gjordes längs en profil, som exakt följde den ravin, som uppstod söder om kaolinbrottet under det häftiga regnet den 31 juli 1959 (Christoffersson-Andersson 1959 s 209). De kan således numera ej återfinnas.

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

1776

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

Oppmanna- och Vångabergens sydspetsar.

Vid båda bergens sydspetsar finns mindre klapperfält. Vid Oppmannaberget (lokal 38) kan fyra vallar urskiljas. Krönhöjderna är: 54,4, 52,8, 49,5 och 44,4 m.

På Vångaberget (lokal 39) ligger den övre klappergränsen på 52,6 m. Höjden på angränsande terrassfot är 54,7 m.

Oretorpsberget.

På Oretorpsberget, som begränsar Vångaviken i öster, var abrasionen stark. Ett mindre strandvallsområde uppstod i nedrasat frostsprängt material (lokal 40).

Strandbildningar är urskiljbara vid följande nivåer:

49,3 m	Abrasionsterrass
46,0 "	" - "
39,4 "	" - "
36,2 "	" - "

Deltat norr om Villands Vånga. (Lokal 41, fig 29)

Södra delen av slättområdet vid Villands Vånga mellan Vångabergets nordspets och Västanaåbergen är ca 1,5 km brett. Vid foten av det i norr begränsande bergsområdet 2,5 km norr om Vånga kyrkby ökas bredden till 3,5 km.

I sänkans inre, vida del utbreder sig ett ca 2 km^2 stort isälvsfält med starkt dödisbetonad topografi. Även här har erosion destruerat sedimenten något, och sedimentmängden i fältet bör ursprungligen ha varit något högre än numera. De mäktigaste sedimentpackarna har en tjocklek av mera än 20 m. Om man räknar med hälften av denna sedimentmäktighet som ett medelvärde på materialmängden i hela fältet, erhålles som ett approximativt värde på sammanlagda materialmängden ca $20\,000\,000 \text{ m}^3$.

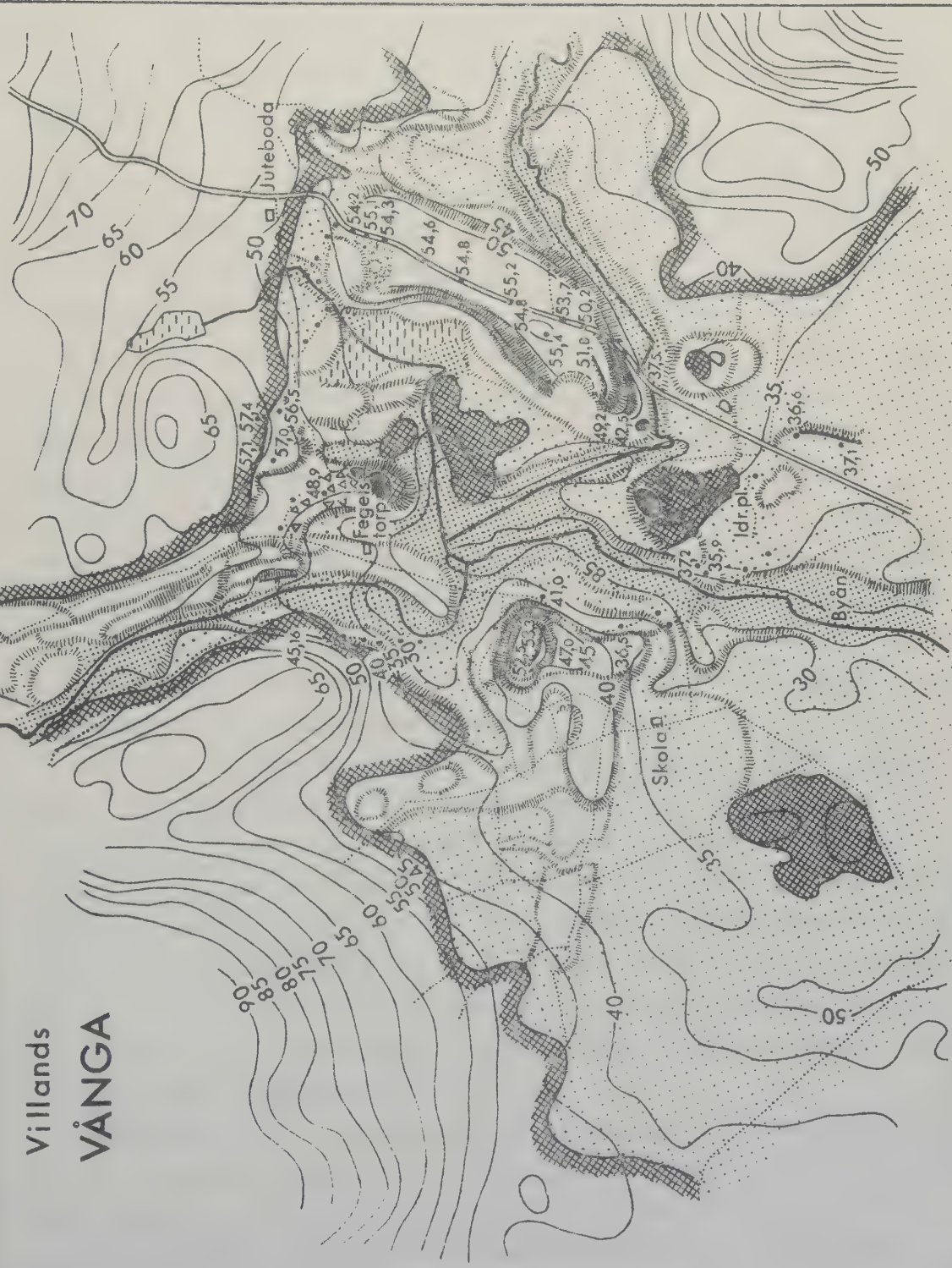
Av skäl analoga med dem, som gäller för Olofströmsdeltat, bör Vångadeltat markera ett stillestånd i isavsmältningen.

Beskrivning. Den tillförande isälven följde en dalgång, som med nordvästlig riktning sträcker sig mot Immelnsänkan. Dess dräneringsområde bör ha haft avsevärd storlek och isälven fört fram stora sedimentmassor. Åsen är i överensstämmelse härmed ansenlig. Tyvärr återstår nu endast obetydliga rester av proximalåsen på grund av

Israndssediment norr om

Villands

VÅNGA



0 500 1000 m

Isälvssediment Dalfyllnad Svåmsand Morän Berg i dagen Abrasionsterrass

FIG. 29.

grustäkt. Möjligtvis har även smältvattenströmmar i några oansenliga dalgångar, en i deltats västra, två i dess östra del, tillfört deltat något material.

Vid dalnynningen har isälven delat upp sig i två grenar, en västlig och en längs norra dalsidan. Den västliga åsen vidgas i ett mindre delta med högsta punkten på 53,3 m. Detta högsta parti är att betrakta som en randås, och grustaget på nordsidan visar de typiska sedimenten, som huvudsakligen består av grov- och mellansand med relativt liten stenmängd. Materialet är således betydligt bättre sorterat än i den normala ryggformiga åsen. En obetydlig terrass syns vid 52,5 m, och under 47 m (terrassfot 47,0 - 47,1 m) växer sedimenten ut till ett ca 200 x 500 m stort planfält. En abrasionsterass är urskiljbar vid 41,0 m, och en kraftig terrass avslutar serien vid 36,5 m.

Norra dalsidan följs av en sedimentterrass, vars plan ligger på 56,5 - 57,0 m. Över denna är moränblocken frisköljda. Blockzonen ligger på 57,4 meters höjd. En kort åsrygg skjuter fram mot söder från terrassen. Vid foten av åsen finns ett grustag i grovt åsmaterial (normalmaximum 10 cm). Sediment av denna typ finns såväl öster som väster om grustaget, förbindande deltats huvudås med det östra stora planfältet. Sedimenten väster om grustaget har på ytan talrika moränblock.

En kort getryggad ås söder om grustaget har ett ostligare läge än åsryggen vid sedimentterrassen.

Det bäst bevarade planfältet sträcker sig S ut från Juteboda. Norr om fixpunkten 36,01 m bildar dess sydliga erosionsbrant en uppförsbacke till planet, som landsvägen Vånga-Nyteboda följer i hela dess längd, ca 1 km. Planet är däremot endast ca 200 m brett. Nordligaste delen utgöres av ett kittelfält med upp till 5 m djupa gropar. En avvägningslinje längs planet gav följande höjdvärden på detta: kittelfält 54,2, 54,3, 55,1 m, plan 54,6, 54,8, 55,2, 54,8 och 55,4 m. Den högsta punkten befinner sig på samma latitud som den korta åsryggen NW om planet.

Västsidan är en iskontaktbrant (stupning 45°). Maximala höjden är 20 m (spegelavvägning), men vid sluttnings fot ligger utsvämmad sand, och sedimentmaktigheten överstiger förmodligen 20 m. Ostsidan sluttar betydligt långsammare mot två erosionsdalar.

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

Deltat har förmodligen varit utbyggt mot dalsidorna i norr och öster men har destruerats av kraftiga smältvattensflöden. Ännu följs den sydliga dalgången av en bäck, som även eroderat deltats sydspets. Möjligen har i den ostliga viken avskilts dödis, över vilken sedimentation skett, men spår av dödis i form av iskontaktbranter eller dödisgropar saknas i detta område.

I ett grustag i kittelfältet iakttages relativt grovt material under den ca 0,5 m mäktiga svallgruskappan. Stupningen är $5 - 10^{\circ}$ E. Under detta omkring 2 m mäktiga grövre skikt är sedimenten fin- och mellansand. Dessa sediment är svagt veckade.

Dödisgropar förekommer i fältets södra grustag (fig 30). De här blottade distalsedimenten utgöres av mellansand - no. Lagerstupningen är i orubbade skikt $10 - 15^{\circ}$ mot SSE. En ca 1 m mäktig svallgruskappa täcker sedimenten. I denna har stenarna ett normalmaximum av ca 7 cm, visar typisk klapperform och är väl renskölda från finare sediment. Bergdahl (1953 s 160) använder för likartat svallgrus termen stengrus och finner sådant vara vanligt i exponerat abrasionsläge. I det inre av Vångaviken kan emellertid expositionen ej ha varit utpräglad kraftig.

Eftersom de finkorniga sedimentlagren ej växellagrar med steniga, förefaller den huvudsakligen av klappersten bestående svallgruskappan egendonlig. Som troligt kan anses, att sedimentationen avslutats med utbildandet av en ytbädd, som successivt brutits ned genom abrasionen. Svallgruset vilar diskordant och flackt på de diagonala genom erosion avskurna deltasedimenten.

Över svallgruset finns ca 0,5 m finsand.

Ett obetydligt sedimentplan är iakttagbart väster om idrottsplatsen intill det västra deltapartiet och skilt från detta genom Byåns dalgång. Byån är Vångadalens största vattendrag, vars erosionsdal i nord-sydlig riktning genomsär sedimenten.

Bildningshistoria (fig 31). När isranden avsmält till Vångadalens nordända, inträdde en tid av minskad recession. Israndens tillbakaryckning fördröjdes, troligtvis av klimatiska orsaker, men dessutom genom att kalvningen från isranden i det grunda vattnet, djup ca 20 m, i sänkans inre del minskade. Stora partier av det uttunnade isbränet övergick i dödis, vartill även lokalens nivåskillnader bidragit.



FIG. 30. VÅNGADELTAT, DISTAL DÖDISGROP
I ÖSTRA DELTALOBEN.

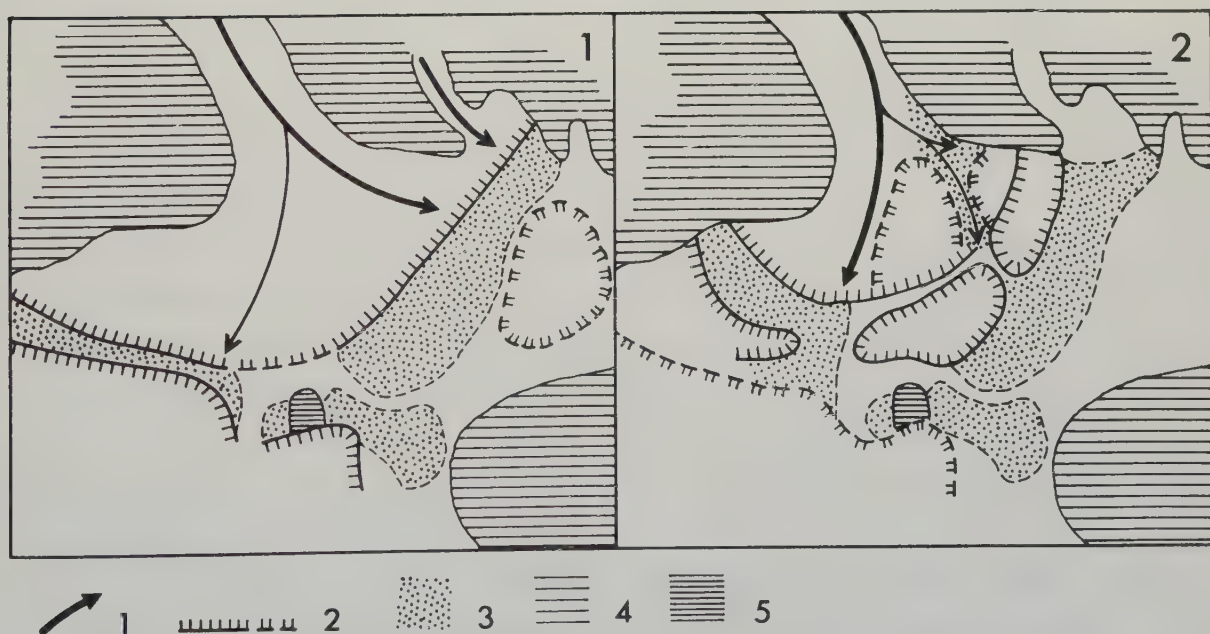


FIG. 31. VÅNGADELTATS BILDNINGSHISTORIA, 1. ISÄLV,
2. ISRAND, 3. SEDIMENT, 4. MORÄN, 5. BERG
I DAGEN

Israndens läge, efter det att första dödisbränet under en isframstöt avskilts, kan följas i den mot väster franskjutande åsen i västra deltapartiet. Gruset i denna randås, som är blottat i ett grustag, är i ytan grovt. Stenarna har ett normalmaximum av ca 15 cm. Ca 2 m under ytan är materialet fin-mellansand och företer svag veckning. Lagerföljden anger en isoscillation. Isranden har troligtvis haft samma form som det östra deltapartiets västsida. Sedimentationen har förmodligen skett mot tunn sprickfylld dödis.

Vattensystemet inom dödismassan har stått i fri kommunikation med issjöviken och dennas vattennivå har utgjort erosionsbas. Sedimenten når endast ca 55 meters höjd, och detta värde stämmer ungefär med det enligt diagrammet väntade HK-värdet vid lokalen.

Till det östra deltapartiet fördes sedimenten genom isälvsarnen längs norra dalsidan. Här var vattnet grunt, istillförseln ringa och en isälvstunnel kunde hållas öppen. De grova isälvssedimenten kan som nämnts följas från deltats huvudås till mittelfältet. Isälven rann förmodligen i detta stadium i en sluten tunnel, och bädden utvecklades aldrig till en fullt utbyggd ås.

Sedimentationen i isälvstunneln avbrytes genom att ett nytt dödisbrän avskiljes. Det tunna isbränet vid östra deltadelens proximalparti pressas in i sedimenten, och de tunna isresterna ger så småningom upphov till typiska isgropar. Längs samma deltadels västsida kommer den branta isranden att ligga an mot deltasidan och övergår i dödis.

Det är möjligt, att det grövre materialet i svallgruskappan huvudsakligen tillförts deltaplanet efter oscillationen, då isälvens nynnning ändrade läge och den korta åsryggen bildades norr om grustaget i deltats distaldel.

I västra deltadelen bildas vid detta randläge nr 2 randåsen, vars plan når 53,3 meters höjd, och de sediment, som från denna sträcker sig i en båge mot NW.

Under detta randläge avskiljs av topografiska skäl dödis in till den nordliga sluttningen, längs vilken en sedimentterrass bildas. Då dödisen smälter bort, täcks den äldre isälvstunnelns sediment av moränblock från tunneltaket. Smältvattensströmmen längs nordbranten minskar i styrka genom att den subglaciala tunneln efter dödisbildningen ej längre hålls öppen.

Isälven längs västra dalsidan tillföres härigenom större vattenmängd, och det västra deltapartiets högsta del byggs upp till en randås.

Deltats båda huvudpartier har sålunda bildats, medan isranden befann sig i sänkan, och är randnära bildningar, representerande vardera ett israndläge.

Deltasedimenten och HK. Den moränterrass, som följer deltats nordöstra sida, har sin fot vid 57,1 - 57,4 m, och det inom dödis sedimenterade planet nedanför denna terrass varierar i höjd mellan 56,5 och 57,0 m. Dessa värden utgör maximalvärden på HK under deltats bildningstid. I det obetydliga isdända bäckenet längs dalsidan har strömstyrkan varit stor, sedimentplanet är att betrakta som en lateralterrass, och strandlinjen har erhållit tydlighet genom strömmande vatten.

En bättre bestämning av HK erhålles troligtvis ur höjdvärdena på det största deltaplanet. Dess högsta punkt ligger på 55,4 m. Kittelfältets högsta punkt befinner sig på 55,1 m. Man kan förmodligen räkna ned, att sedimenten packats samman något efter torrläggningen. Nelson (1910 s 52) anger sammanpackningen till allra högst 5 %. Ett HK-värde på 56 m är troligt.

Terrasser som ej utbildats vid HK. En sänkning av vattenytan kan ha ägt rum mellan randläge 1 och 2, vilket skulle kunna förklara, att randåsen vid det senare israndläget har planet på 53,3 m. I så fall måste man tänka sig, att den abraderade ytbädden i östra deltadelen utbildats, medan isranden intog läge 1. (Av distansdiagrammet frångår vid jämförelse med profilen från Listershuvud, att mellan 56- och 52,5- metersnivån bör finnas ännu en vattennivå.)

Terrassen på ca 52,5 m kan ha uppkommit strax efter det att isen avsmält från randläge 2. För detta talar, att isälvsediment vid dalsidan omedelbart norr om fixpunkten 45,16 m når ca 52 m.

Proximalåsen är till största delen hertschaktad. Troligtvis har den haft plan yta och kunde ha lämnat upplysningar om, när sänkningen av vattenytan skedde.

En tydlig sänkning av åsplanet är synlig i kartans nordligaste del. På proximalsidan av en liten tvärås är den fortfarande plana åsryggen ca 3 m lägre än på distalsidan. Efter denna sänkning kan abrasionsplanet under 47 m på västra deltadelen ha uppkommit genom

att den till vattenytan uppbyggda åsen planats ut. Liknande förklaring får abrasionsterrassen på 41 m och terrassen och ytan vid 36,5 - 37 m. (Planet i centrum invid bergshöjden.)

Ytorna på västra deltadelen har huvudsakligen utbildats genom abrasion, då däremot erosion genom rinnande vatten troligtvis huvudsakligen svarat för terrassbildningen på östra deltadelens sydspets. Terrasshöjd: 51,2 m (abrasionsterrass), 49,2 och 42,5 m (förmodligen utbildade genom fluviatil erosion).

I dalfyllnadssedimenten är ännu några terrasser synliga vid 36,6 - 37,1 m, vid 21 m (paulin), ca 15,5, 12,0 - 10,3 och 9,5 - 8,8 m.

SAMMANFATTNING

1. Isrörelsen i undersökningsområdet har varit ungefär N - S-lig i avsmältningsskedet. Baltisk is eller genom baltisk is till SE avlänkad is har ej trängt in över Listerlandet.
2. Isen var i avsmältningsskedet aktiv.
3. De av Nilsson konstaterade höga strandnivåerna hänfödda till Baltiska issjön på Ryssbergets västsida har ej bekräftats. HK ligger på ca 60 m på såväl Ryssbergets väst- som dess östsida.
4. Vattenytan har aldrig nått den nivå, att dalgångar i Sydväst-sverige fungerat som avlopp för Baltiska issjön.
5. En hel serie randbildningar bildades i Nordostskåne och Nordvästblekinge under äldre dryastid.
6. Varje randåskomplex kan parallelliseras med ett strandvalls-komplex.
7. Samband tycks i detalj råda mellan isavsmältning och landhöjning.

KONNEKTERING AV STRANDLINJER OCH ISÄLVSEDIMENT

Isobasernas riktning och strandlinjernas gradienter

Vid konstruktionen av kartan fig 33 har jag utgått från den strandlinje, som kan följas runt Ryssbergets nordspets samt strandvallarna vid Ryssbergets sydspets. De på Listershuvud ligger på samma isobas. Någon på alla lokaler igenkännlig senoglacial referensyta har inte iakttagits. Nuvarande östersjöyta tjänar som 0-plan.

Sammanbindningslinjerna mellan de bäst undersökta konnekterbara lokalerna får riktningen $N 67^{\circ}W - S 67^{\circ}E$. Denna isobasriktning överensstämmer med isobaserna för den maximala landhöjningen (Magnusson - Lundqvist - Granlund 1957 s 393) och även approximativt med det recenta isobassystemet (Bergsten 1954 s 106).

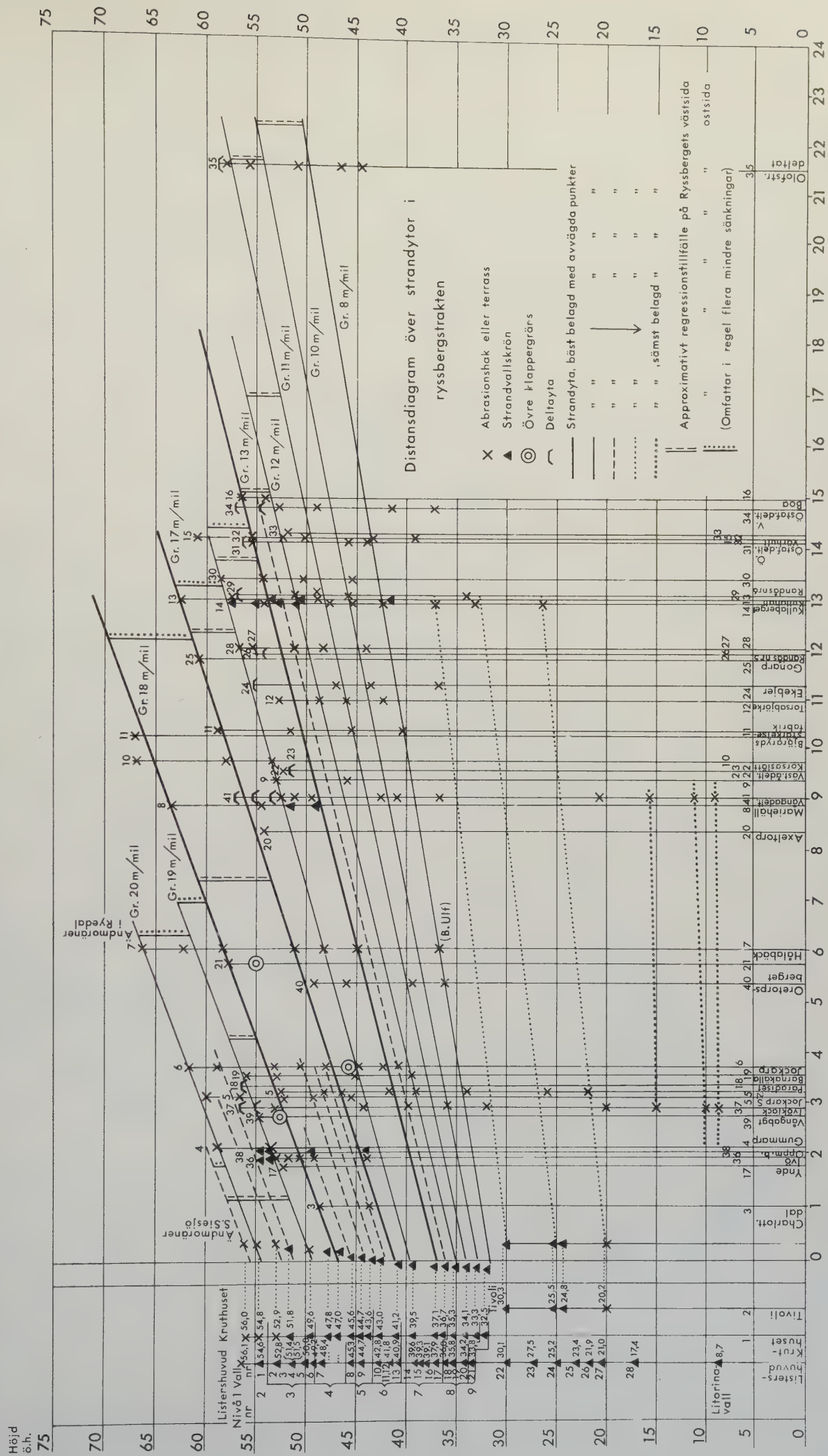
Lokalernas strandmärken och plan har sammanställts i överensstämmelse med denna isobasriktning, som tillsvi vidare tänkes vara densamma inom hela det undersökta området. Diagrammet (fig 32) har upprättats med mot isobaserna vinkelrät gradient.

Det är möjligt, att isobasriktningen är något mera E-W-lig på södra Listerlandet. Sammanbindningslinjen mellan strandlinjer i kruthusprofilen och motsvarande element i listershuvudsprofilen har riktningen $N 70^{\circ}W - S 70^{\circ}E$.

Samtliga lokaler kan placeras i detta isobassystem. Förefintliga anomalier förklaras med strandbildningarnas växlande morfologiska typ och den varierande expositionen. Framförallt bör den kraftiga expositionen på Ryssbergets sydspets och på Listerlandets berg i allmänhet ha förorsakat ett högre läge på abrasionsnivån än den svagare i vikar.

För att få samtliga strandytor registrerade i diagrammet avsettes Listershuvuds fullständiga och kruthusprofilens ävenledes utmärkta strandlinjeserie längs diagrammets ordinata (y-axel), men eftersom dessa profiler är uppmätta i N-S-lig riktning och ej parallellt med isobassystemet, kommer strandnivåerna inom profilerna att tillhöra skilda isobaslatituder, något som är fullt märkbart i diagrammet på grund av dess höga gradientvärden.

Kruthusprofilens 43,0-metersvall, som motsvarar vall nr 10 på Listershuvud, och som ligger centralt i profilen, har använts som utgångspunkt för isobassystemet och följaktligen placerats på ordinatan. De övriga strandmärkena i profilen kommer att ligga på



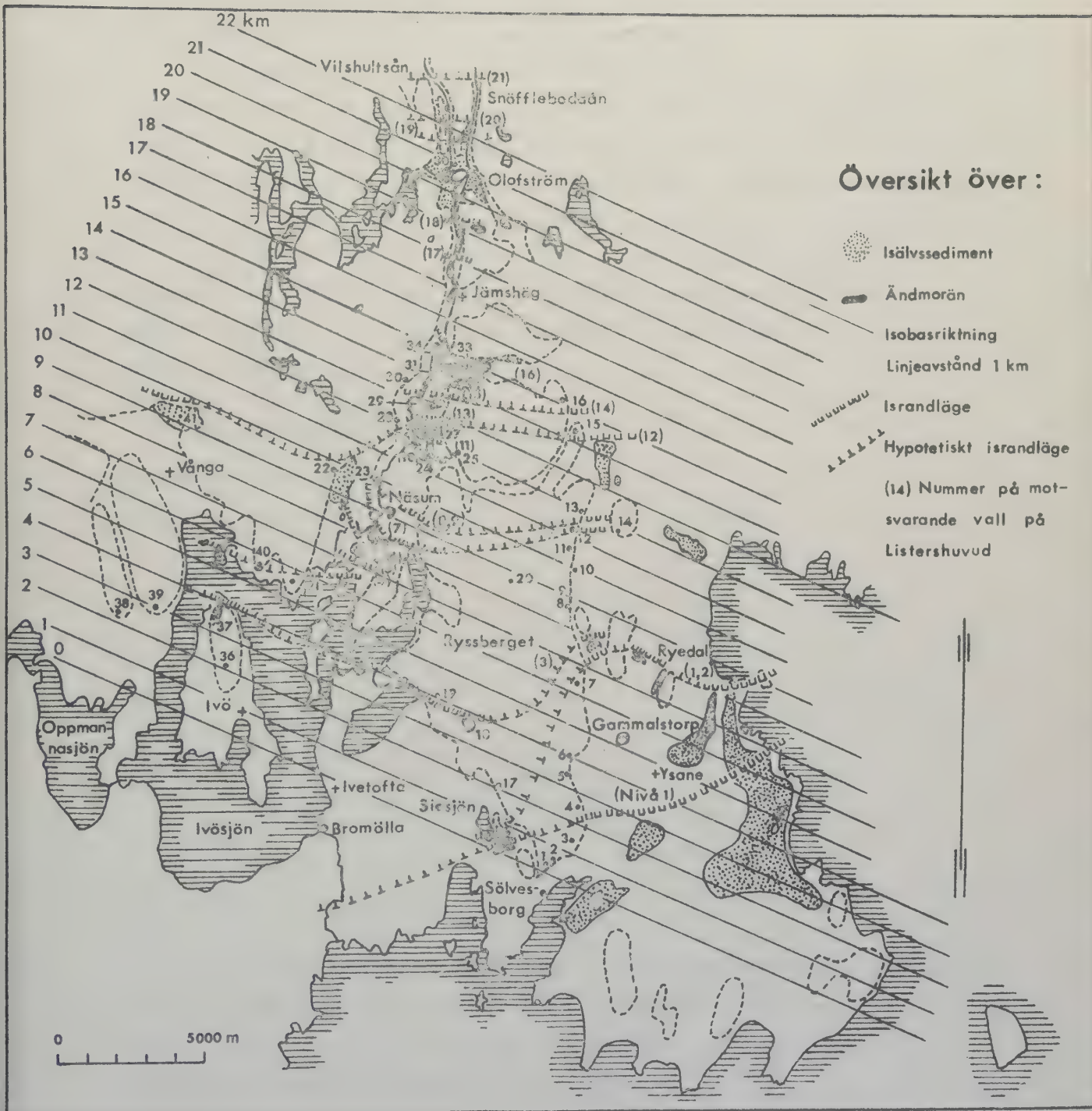


FIG. 33. ÖVERSIKTSKARTA ÖVER ISOBAS-
RIKTNING OCH ISRANDLÄGEN.

andra isobaslatituder, och de sammanfalla följaktligen ej med ordinatan.

Med denna punkt som utgångspunkt har på översiktskartan fig 33 dragits linjer med ett avstånd av 1 km. Dessa linjer är således endast att anse som hjälplinjer, använda vid upprättandet av distansdiagrammet. De har ej kunnat anslutas till en enhetlig referensyta, eftersom en sådan ännu är okänd.

De gradienter, som erhålles ur distansdiagrammet fig 32 skiljer sig ej nämnvärt från dem, som erhöles för Ryssbergets ost-sida i N-S-lig riktning. Den sträcka, som detta diagram omspanner, är förmodligen för kort för att vinkelfelet i gradientriktningen skall bliva märkbart vid den relativt grova projektionsmetoden.

Strandytan motsvarande vall nr 1 på Listershuvud har en gradient av 20 m/10 km, och diagrammets understa registrerade strandyta, som är belagd med få punkter och osäkrare, har en lutning av ungefärligt 4,5 m/10 km.

Strandyternas gradientvärden

Strandyta motsvarande:

vall på Listershuvud nr	nivå	gradient
1	2	20 m/10 km
3-4	3	19 "
7	4	18 "
11-12	6	17 "
14	7	15 "
17	7	13 "
18	8	12 "
19	8	11 "
20	8	10 "
21	9	8 "

För diagrammet fig 32 gäller i övrigt detsamma som förut anförts beträffande diagrammet för Ryssbergets ostsida. Nivå nr 3 har dock blivit talrikt belagd med punkter, som ansluter till strandbildningar på Ryssbergets västsida.

Tidigare hypoteser om isavsmältningen i ryssbergstrakten

En kort inledande översikt har tidigare lämnats på sid

Nilsson (1942) anser, att isranden över Ryssberget har N-S-lig riktning, att Ivösjöns sänka är isfri medan Listerlandet ännu är helt täckt av inlandsis, att strandlinjer vid Håkanryd abraderas vid 101 meters nivå, medan Baltiska issjön har avlopp genom Tyringe- eller Vanåsfordalen. Först då Baltiska issjön får avlopp genom Lagadalen, blottas södra Listerlandet från is och begynner den högsta strandlinjen på ca 55 m att utbildas (gradient 15 m/10 km).

Från Olofström finns i Nilssons diagram av år 1953 en strandlinjeserie registrerad, där högsta stranden på 72 m faller på isobasytan för BI_y , det stadium, då Baltiska issjön genom transgression får avlopp genom Öresund. I samma profil finns strandnivåer angivna även på 66, 58 och 54 m. BI_y :s gradient är 10 m/10 km. Nilsson omnämner i sitt tidigare arbete om gotiglaciala issjöar några issjönivåer mellan Olofström och Kyrkhult på 121 m. "Dessa torde till tiden höra samman med en högsta linje på 120 m W om Hästveda". (1942 s 146) De skulle således ha bildats, då avloppet vid Vanås-fors fungerade.

Nilsson tänkte sig visserligen i enlighet med Wennberg, att baltisk is genom tryck på "smålandsisen" hindrade denna att kalva över Listerlandet. Isrecessionen fördröjdes härigenom. Men Nilsson anser den baltiska glaciärtungan vara relativt kort, då isrecessionen nått ryssbergstrakten. Ett sydligt avlopp kunde ej äga bestånd, därför att tyringepasset låg lägre än passpunkterna i Sydsåne. Dessa torrlades efter tappningen genom tyringepasset. Efter denna tappning tänker sig Nilsson (1953 s 165) hela södra Östersjön torrlagd.

Till Nilssons åsikter ansluter sig Cleve- Euler (1946 s 22-24), som anser, att dessa högsta strandlinjer är marina, och att en vik av ishavet sträckt sig in över tyringepasset och Nordskåne fram till blekingegränsen. När Tyringesjön isolerats från havet, omfattade den utom Nordskåne ett "instängt baltiskt smältvattensområde, som sträckte sig över Blekinge, men i söder och öster spärrades av den baltiska isströmmen; man får ihågkomma, att baltisk is då ännu täckte hela Langeland."

På fig 9 (l.c. s 44) demonstrerar Cleve-Euler, hur baltisk is når in över Langeland och skjuter upp över Listerlandet, medan samtidigt inlandsisen avsmält till norra Belkinge. Langelandsglaciären hindrar således enligt Cleve-Euler issjöns avrinning söderut. Isranden har samtidigt N-S-lig riktning över Småland. Denna skissering av isranden anses vara förutsättningen för en isdänd sjö med avlopp över Tyringe.

Johnsson (1952 s 6) anser, att inget inflytande av baltisk is är märkbart väster om en linje dragen från Ronneby norrut.

Troligtvis kan man räkna med öppet vatten i söder, när isen avsmälte från undersökningsområdet. Jag antar, att en relativt kort baltisk istunga kan ha sträckt sig in över östra Blekinge, att södra Östersjöns bäcken var till största delen isfritt, och att issjön hade avlopp genom Öresund.

Diagrammets (fig 32) högst belägna strandlinjeobservation gjordes vid Bjäraryd på Ryssbergets östsida (lokal 11) och ger ett värde på HK av 67,1 m. Som ovan framhållits har ej på någon lokal funnits spår av Nilssons och Munthes höga värden på HK. Dessa högsta strandmärken måste alla vara att räkna som lateralskval eller strandmärken av högst lokala smältvattenssjöar. Högsta strandnivån på Ryssbergets västsida observerades i Gonarps skogsskifte (lokal 25) på 61,0 m.

Genom alla höjdbestämmningar av deltaytor och av skvalrännor fastlagda högsta stränder, synes HK i trakten vara så säkert bestämd, att man kan hävda, att baltiska issjön ej hade avlopp genom Tyringe- eller Vanåsfordalarna, då isen avsmälte från Ryssberget. Passpunkten i Tyringe ligger på 112 m och i Vanåsfors på 110 m. Tyringedalen ligger troligtvis på något lägre isobaslatitud än Listerlandet, Vanåsfordalen på ungefär samma isobaslatitud. Dessa passpunkter är alltså ej möjliga som baser för den nu fastställda högsta ytan på Baltiska issjön i ryssbergstrakten.

Även Lagadalen befinner sig på ungefär samma isobaslatitud som norra delen av Listerlandet (jfr Magnusson-Lundqvist-Granlund 1957 s 393), och passpunkten vid Strömsnäsbruk (Nilsson 1953 s 177) ligger på 138 m. Därför måste även möjligheten av ett avlopp genom Lagadalen avböjas. Passpunkten borde troligtvis ligga på 60-70 m för att kunna bestämma vattennivån i Baltiska issjön vid den aktuella tidpunkten.

Isrecessionen enligt diagram och randbildningar

Enligt diagram fig 32 och fig 33 har isrecessionen från Ryssbergets ost- och västsida varit i stort sett samtidig. Ändmoränvallar vid Ryedal och vid Siesjön synas vara likåldriga. Från Ryssbergets sydspets, där HK är belägen på 56,0 m, till strandlinjelokalen (nr 17) i Ynde, där HK ligger på 52,0 m, är avståndet (räknat vinkelrätt mot isobaserna) ej fullt 2 km. Strandlinjen i Ynde tillhör troligtvis nivå 3. Expositionen måste ha varit sämre på Yndelokalen än vid Ryssbergets sydspets. Sänkningen bör sättas i samband med israndens stagnation i samband med bildningen av de kraftiga ändmoränerna söder om Siesjön.

På bergets ostsida kan sydspetsens 54,8-metersterrass i diagrammet följas till Hålabäck (lokal 7), där den har värdet 66,3 m. Ryedal är beläget rakt öster om Hålabäck, och även här finns ändmoränvallar (visande två randlägen) med WNW-ESE-lig riktning, vilket antyder, att isen skjutit ner en svag lob över Listerlandets norra del. Till detta israndläge kan deltasedimenten mellan Ysane och Norjesund räknas.

Moränavlagringar, ibland utbildade som en låg vall, kan följas från Gummarpstrakten, vidare i en flack båge söder om Ysane kyrka till norr om isälvsdeltat i Lörby skog, där de bildar udden Kladdenabben. Efter detta randläge kan en sänkning av vattennivån tänkas ha skett, och efter det att ändmoränerna i Ryedal bildats, sker sänkning till nivå 3.

Strandlinjernas höjdläge ger således ännu ett belägg för den snabba isrecessionen över Listerlandet och den långsammare över Ivösjöns sänka.

Sedan vattenytan sjunkit till nivå 3, utbildas strandvallarna på Oppmanna- och Vångabergen (lokal 38 och 39), Ivön (lokal 36), och deltat vid Ivöklack (lokal 37) Paradiset (lokal 18) och HK vid Barnakälla (lokal 19).

Efter det kortvariga randläge, som de små deltana vid Ivöklack och Paradiset markerar, sjunker vattenytan ånyo. Närmast norrut belägna strandlinjelokal är Slonnabjerets sydsluttning (lokal 21), norr om Ivösjön, där HK:s värde är 57,5 m. Enligt diagrammet skulle HK ligga på 61 m, om vattennivån varit konstant. En regression har ägt rum, medan isranden befann sig mellan Ivöklack och Slonnabjeret.

Vid Ryssbergets ostsida sker i detta skede isrecessionen långsamt, sedan isranden lämnat Listerslätten och ej längre kan brytas upp av vågor. Ett mindre område med isälvsgrus i Ebbalycke söder om lokal 8 motsvarar förmodligen de två obetydliga deltana på Ryssbergets västsida. Innan isranden når Mariehällslokalen (lokal 8), har vattenytan undergått två kraftiga regressioner. Vattenytan står nu vid vall 7, nivå 4 på Listershuvud.

Den översta strandlinjen i Hålabäck kunde endast följas ca 200 m norrut. Därefter är marken på denna nivå odlad, vilket antyder, att den ligger över HK. Nedanför liggande terrass är däremot väl utbildad. Troligtvis har en regression av vattenytan skett omedelbart norr om Hålabäckslokalen, och den väl abraderade nivå 3 börjar utbildas. Efter isens långsamma regression till närheten av lokal 8 sker ännu en sänkning till nivå 4, vid vilken således även HK på Slonnabjeret bildas.

Sedan isranden passerat lokal 11 inträder en tid av snabb regression och på lokal 13, 2,5 km längre norrut ligger HK på 63,0 m (nivå 6).

Vid Ryssbergets västsida utbildas vid denna vattennivå randdeltat i Vånga och Ekebjör. Men flera israndlägen mellan Slonnabjeret (nivå 4) och detta väl markerade randläge kan urskiljas i sydligaste delen av Holjeåns dalgång. Möjligen visar Kalvön ett randläge och den norr om Kalvön utskjutande udden, som är en mindre deltabildning, ett. De övriga är på kartan (fig 24) markerade som randläge 1,2 och 3. Av listershuvuds- och kruthusprofilerna framgår, att fyra till fem regressionsetapper är sannolika mellan nivå 4 och 6. En överensstämmelse tycks alltså finnas mellan randlägen och antalet regressioner. Vid någon av de mellan nivå 4 och 6 liggande ytorna byggdes Axeltorpsdeltat upp (lokal 20) för att senare abraderas av vattenytan vid nivå 6.

Sänkningen till nivå 7 (vall 14) sker, sedan randåsen Ekebjör (lokal 24) och randås nr 5 (lokal 26) byggts upp. På Listershuvud finns mellan vallen nr 10 i nivå 6 och vall nr 14 tydligtvis ytterligare tre vallar. I randkomplexet nr 4-5 kan även fyra randlägen urskiljas: Ekebjör (vall 10), en mindre randås (vall 11), det sydliga randåspartiet i nr 5 (vall 12) och den nordliga randåsen i randbildning nr 5 (vall 13). Randkomplexet bör således vara avsett under flera regressioner, men dessa kan ej styrkas på grund

av åskrönens senare abrasion. (En sänkning av vattenytan tycks kunna iakttagas inom Vångadeltat, som ansluter sig till nivå 6.)

Efter det att detta randkomplex bildats i Sibbarpsdalen, sänks emellertid vattenytan säkert till nivå 7, och randås nr 6 byggs upp vid denna.

På Ryssbergets ostsida har isranden under tiden avsmält till Värhult (lokal 15), och isälvsdeltat i Kylinge, som ej byggts upp till vattenytan, torde vara bildat vid samma israndläge som Ekebjerskomplexet. Innan isranden når Boalokalen (lokal 16) vid Gränum, sjunker vattenytan till vall nr 16:s nivå. Vid denna är randdeltat vid Östafors bildat (lokalerna 31 och 34), och strandlinjen på ca 56 m kan med smärre avbrott följas från Östaforsdeltat längs Ryssbergets nordsida till Boalokalen.

Det bör kanske här ännu en gång påpekas, att det är konnektionen genom denna terrass, som möjliggjort sammanställningen av diagrammet. Utan denna konnektion hade det varit omöjligt att jämföra israndlägena i Holjeådalen med ostsidans strandytor och vidare med strandvallarna på Listershuvud.

Mellan vall 14 och 16 på Listershuvud finns en vall (nr 15). Vattenytan bör ha undergått en svag sänkning mellan vall 14 (nivå 7) och vall 16. Ett randläge i Holjeåns dal, randås nr 7 mellan randås nr 6 och Östaforsdeltat, tycks passa väl in i schemat över sambandet mellan isrecession och regression.

Säkert tycks vara, att vattenytan sjunkit efter det att isranden släppt kontakten med Östaforsdeltat, och enligt diagrammet sker ännu en eller två sänkningar, innan randdeltat i Olofström kommer till. Detta bör sålunda ha byggts ut samtidigt som nivå 8 (och förmodligen vall 19) på Listershuvud bildas. Denna är, tillsammans med nivå 6 till vilken Vångadeltat ansluter sig, Listershuvuds starkast abraderade nivå. Sambandet mellan länge stagnerande isrand och kraftig abrasionsnivå tycks således vara gott.

Deltats talrika jordflytningsdalar, som mynnar vid 52 m och även erosions- och sedimentationsplan på denna höjd, bör enligt diagrammet vara utbildade vid den framträdande abrasionsnivån nr 9 (vall 21) på Listershuvud.

Alla de på nivåkartan över strandvallsområdet på Listershuvuds läsidesdrumlin (fig 12) karterade strandvallarna (med undantag för vall nr 22) har således utbildats under isens recession till olofströmstrakten.

Troligtvis har återstående 6-7 senglaciala vallar i listershuvudsprofilen utbildats, medan isens rand ännu befann sig i Blekinge. Det är möjligt att i Blekinges dalgångar urskilja ett flertal randlägen norr om det, som ansluter till nivå 9. Varje randläge motsvaras av en negativ strandförskjutning.

Jämförelse mellan randlägen och strandvallar.

<u>Vallnummer</u>	<u>Randläge</u>
3	Ivön-Paradiset-Bjäraryd
4	Kalvön
5	Udde N Kalvön
6	1. (Nr enligt kartan över Holjeåns dalgång fig 24.)
7.	2. Gudahagen
8,9	3. Näsum
10	4. Ekebjör
11.	Åscentrum N Ekebjör
12,13	5. Två randåsar vid Sibbarp
14	6. Randås nr 6
15	7. Randås nr 7
16.	8. Deltat vid Östafors
17,18	9,10, (11?). Jämshög
19.	12. Randdeltat i Olofström.
20,21	Två norr om Olofström urskiljbara randlägen.

Strandnivåerna över vall nr 3 går ej att konnektera med randlägen, på grund av att isälvs sediment, som når upp till HK saknas. Strandnivåer under vall nr 21 kan ej heller konnekteras med israndlägen, eftersom dessa ligger helt över HK.

Väl utbildade randlägen motsvarar väl utbildade vallar, och de urskiljbara vallkomplexen motsvaras av komplexa randbildningar.

Alla randbildningarna, som registreras under HK, tycks vara bevis för en dynamiskt aktiv is. Randlägena kan däremot ej följas över traktens höjdområden. Istungorna i dalgångarna med koncentrerad istillförsel har mycket känsligare reagerat för klimatfluktuationer.

Eftersom israndens förskjutningar i allmänhet sker så gott som samtidigt på Ryssbergets båda sidor och troligtvis inga långa glaciär-

tungor skjutit fram i dalgångarna, bör rörlig is samtidigt ha funnits på Ryssberget till ungefärlig jämnhöjd med isranden i dalgångarna.

Som väntat visar sig således isranden under recessionen från trakten ha i stort sett E-W-lig riktning i överensstämmelse med De Geers och Munthes åsikter. Något enhetligt väl markerat ändmoränstråk existerar ej. Man kan ej tala om en ändmoränlinje utan om ett ändmoränområde, omfattande hela Blekinges bredd.

Till några av ovan beskrivna randlägen - ännu osäkert vilka - ansluter sig Bredåkradeltat. På Anderssons karta (1927 s 64) kan i centralåsen tre eller fyra israndlägen spåras. Likaså tycks vattennivån ha sjunkit under deltats bildningstid. Andersson är något förbryllad över de skilda deltaytornas höjd: "Skillnaderna i höjd inom det egentliga Bredåkradeltat äro enellertid ringa, och delta-planens höjd kunna tolkas såsom förorsakade av skilda orsaker, som ej beröra issjöytans nivå." - "Att den baltiska issjöytan varit stationär under deltaplanens uppbyggande från Kallinge till Möljeryd, är enellertid ovisst." - "Landhöjningsgradienten förefaller något hög, om den skattas till 1 meter på kilometern i nedeltal." (Sista citatet s 63).

Sammanfattande kan om isavsmältningen från Nordostskåne och Västblekinge sägas, att en serie väl utbildade israndlägen visar, att inlandsisen i avsmältningsskedet var aktiv, och att randbildningarnas läge visar, att isrecessionen i stort sett skedde från söder mot norr.

Datering av isrecessionen

Anteys' nätningar (1915) berör södra delen av undersökningsområdet. Enligt Anteys befinner sig isranden norr om ändmoränerna i Ryedal år 4000 och samtidigt väster om Ryssberget vid Näsund. Ändmoränerna vid Siesjön skulle enligt Anteys' karta vara bildade år -4100. Enligt mitt diagram borde dessa vara likåldriga med den vid Ryedal. Anteys konnektion är en fjärrkonnektion och kan vara osäker.

Anteys' undersökningar måste anslutas till ett 0-år. Enligt Lundqvists karta (1961) där De Geers beräkningar reviderats skedde isrecessionen från Listerlandets sydligaste del år 10500 f Kr, från Siesjön år 10400 f Kr och från Olofströmstrakten år 10200 f Kr. Randbildningarna inom mitt område är alltså att hänföra till den äldre dryastiden.

Berglunds kartor grundade på pollenanalytiska undersökningar (1966 s 26 och 27) visar, när olika delar av Blekinges kustzon isolerades från det baltiska bäckenet. Detta skulle ha skett på 60 m:s nivå vid övergången från äldre dryas - allerödtid, vid 20 m under yngre dryasperioden. Deltat i Olofström når ca 60 m och motsvaras av strandvallar på Listershuvud på ca 35 m:s nivå. Vattennivån borde således på södra Listerlandet vid allerödperiodens början ha varit omkring 35 m.

Berglunds detaljundersökningar (1966 s 52-76) anger följande tröskelvärden:

1. Storenosse. Isobaslatitud = Olofström. Tröskelvärde ca 63 m. Någon pollenanalytisk analys av de baltiska issjölagren har ej kunnat göras.

2. Holkasjön. Isobaslatitud = Östafors. Tröskelvärde 59 m. Sjön förefaller enligt Berglund att ha blivit isolerad i tidig allerödtid. Sammanställt med mina iakttagelser skulle de ha isolerats i sen äldre dryastid.

3. Kroksjön med ett tröskelvärde på 53 m är helt närbelägen. Även den isolerades i tidig allerödtid. Här torde överensstämmelse med mitt distansdiagram föreligga.

4. Lösensjön med tröskelvärde 48 m är belägen ca 3 km S om Holkasjön och ungefär på Ekebjers isobaslatitud. Denna sjö tycks också ha isolerats vid övergången mellan äldre dryas och allerödtid. Vattennivån vid Ekebjers var då omkring 45 m.

5. Igelsjön. Tröskelvärde 43 m. Dateringen av isoleringen är osäker.

6. Slättnossen. Tröskelvärde 25 m. Förmodligen isolerad i yngre dryastid. Efter den snabba landhöjningen under äldre dryas direkt efter isavsnältningen går landhöjningen långsamt och detta resultat behöver ej strida mot förhållandena i mitt distansdiagram.

7. Färskesjön. Tröskelvärde 14 m. Detta värde är lägre än något nivåvärde på de seneglaciala vallarna på Listershuvud. Isoleringen har skett mellan yngre dryas och preboreal. Isobaslatituden är högre än på Listershuvud.

Låga tröskelvärden har även lokalerna 8. Hallarums nosse, 9. Bäckens nosse och 10. Torps nosse och de kan ej infogas i distansdiagrammet fig 32.

De av Berglund undersökta mossarna och sjöarna har från N mot S allt lägre tröskelvärden och tycks till 40 m:s nivå kunna vara isolerade vid övergången mellan äldre dryas och allerödtid.

Diskussion

De i samband med israndlägena uppträdande mera markerade strandvallskomplexen, särskilt på Listers huvud, har tidigare i framtällningen med ett neutralt ord benämnts intensitetszoner. Deras natur är oklar, och varierande åsikter har framförts om likartade strandvallskomplex.

Asklund (1935 s 22-25) indelar i sin undersökning av strandlinjerna i Gästrikland strandmärkena i fem "storleksklasser" och bearbetar strandlinjematerialet statistiskt. De kraftiga abrasionsnivåerna konnekterar Asklund med von Posts Vänerdiagram (1929) och anser, att nivåerna motsvarar transgressioner under ancylustid och tidig litorinatid. Asklunds abrasionsnivåer har god överensstämmelse med strandkomplexen och intensitetsnivåerna på Listerlandet.

Sauramo (1958 s 33) betonar liksom äldre forskare (t ex De Geer 1909, s 530, Ramsay 1924, s 497) att nivåförändringarna vid stranden alltid är mer eller mindre diskontinuerliga, och ingen väl utbildad strand har utvecklats utan transgression eller stillestånd i strandförskjutningen.

Flera forskare ser i detta strandvallars diskontinuerliga uppträdande vid havsstränder en kombinerad effekt mellan "landhöjningsvågor" eller ryckvis uppträdande landhöjningsfaser med korta tidsmarginaler och eustatiska förändringar av havsytan.

von Post (1947 s 295-312), en av dem som behandlar detta ämne, tänker sig sålunda två komponenter: en eustatisk och en epeirogen (isostatisk). Jordskorpans rörelser är av två typer, antingen isostatisk-plastiska eller elastiska. Hela strandförskjutningsförloppet = den eustatiska + den epeirogena komponenten, varvid båda termerna kan vara antingen positiva eller negativa.

von Post finner vid sin Hallandsundersökning formförändringar i jordskorpan med stora amplituder: "Under tidsavsnitt, omfattande i grovt avrundade mått - ett årtusende eller mera - har stranden först stigit, sedan åter sänkts till nivåer, som i båda fallen ligga lägre än de stigningen utgått ifrån. Både sänkningarna och höjningarna sluta lika abrupt. Rörelserna sakna helt det tröghetsmoment, som är de plastiska nivåförändringarnas kännetecken, och som är orsaken till att dessa kunna fortfara årtusenden efter det att deras incitament försvunnit. - Dessa rörelser bära den elastiska formförändringens alla kännetecken".

Vid de senglaciala strandförskjutningarna inom Listerlandet kan enligt denna tankegång sambandet mellan strandvallskomplex och randkomplex bero på en elastisk effekt med kort amplitud. Jordskorpan skulle reagera mycket hastigt.

Florin (1944) finner, att strandförskjutningarna sker genom en serie undulationer, där "postglacialtidens vegetationshistoriskt indicerade värmeavsnitt svara till tiden mot kustlinjens låglägen och närmast efterföljande positiva strandförskjutning". De av Florin funna strandförskjutningarna anses av honom bero på rörelser i jordskorpan. Perioden är endast c:a 100 år.

I recent tid visar precisionsavvägningarna relativt snabba differentialrörelser mellan olika tektoniska block.

Björnsjö (1949 s 264) framhåller, att områden mellan två på varandra följande frontala randstråk är påfallande fattiga på material. Detta har lett honom fram till uppfattningen, att "isranden aldrig gradvis och kontinuerligt 'dragit sig tillbaka' från ett tidigare randläge till ett senare utan hoppat från det ena randläget till det andra. Isen avsnördes och övergick till dödis samtidigt inom hela den mellanliggande zonen".

Konsekvensen härav blir, att dödisbränet mellan randlägena skulle hindra utbildningen av strandlinjer i sluttningarna, och mellan två randlägen kommer därmed skenbart strandnivåerna att uppvisa "hopp" av den art som iakttagits inom undersökningsområdet.

Mycket talar för en sådan hypotes. Vattendjupet under högsta stranden är i undersökningsområdet inte större, än att möjligheter skulle finnas för uppkonsten av dödisbrän i grunt vatten. Svårigheten är, att i föreliggande undersökning säkra bevis för att dödisbränen legat kvar mellan randlägena inte finnes. Till detta kommer, att randlägenas strandlinjer på fria sluttningar framträder starkare än andra mellanliggande strandlinjer (intensitetszonerna). Den tänkbara rytmiska avsnörningen av dödisbrän synes därför sammankopplad med en faktor, som ger upphov till intensitetszonerna.

Lougee (1953 s 6), som behandlat landhöjningsproblemen i Nordamerika, framför som en åsikt, att om istrycket lättar, sker en isostatisk höjning såväl under isen som marginalt utanför istäcket. Hela istäcket lyftes till högre nivåer och klimatet blir kallare. Isen rycker fram, och ändmoräner bildas. Lyftningen stimulerar också utflödet av is. Sex höjningsperioder (1. c. s 8) omväxlande

med stabila förhållanden i jordskorpan skulle ha förekommit från senglacial till recent tid. Lougee rör sig med begreppet hinge-line, zoner, där höjningsintensiteten har varit noll under lanhöjningstiden.

I ett issjösystem som Baltiska issjön borde de eustatiska komponenterna träda i bakgrunden. I stället kan förloppet tänkas som ett komplicerat samspel mellan isostatiska rörelser dels i den avloppströskel, som reglerar issjöytan och dels i det område, där strandlinjeiakttagelserna göras.

Å andra sidan har Baltiska issjön över huvudtaget dragits i tvivelsmål.

Strömberg betonar nyligen (1971 s 128) hur en kontinuerligt fortskridande landhöjning under stagnationsstadier i isranden kan ta sig uttryck i skenbart synnerligen snabba, språngvisa negativa nivåförändringar i samband med randlägen, där det i själva verket till stor del kan röra sig om en relativt lugn evolution. Strömbergs uppfattning ligger nära Björsjös. Det som uppfattats som tappningar, såsom Baltiska issjön vid Nordbillingen, behöver sålunda enligt Strömberg, inte helt nödvändigt vara detta.

Osäkerheten beträffande den "klassiska" uppfattningen av Baltiska issjön som framförts av Strömberg accentueras bl a av Kullenbergs undersökning av sedimentproppar från botten norr om Bornholm (1954, s 222-225), av vilken han anser sig konstatera, att salthalten i det baltiska bäckenet omkring 12 000 BP, dvs troligtvis äldre dryastid, var endast något lägre än nu, och att alltså den förmodade issjön innehöll havsvatten. Det baltiska bäckenet skulle därmed ha förbindelse med världshavet och vi är tillbaka till att en eustatisk faktor i strandförskjutningarna skulle ha kunnat göra sig gällande.

Kvar står emellertid iakttagelser att stagnationsstadier i isen med marginala bildningar korresponderar med välutbildade strandlinjer.

Ytterligare en tänkbar klimatisk orsak kan därför hypotetiskt nämnas vid sidan av de i det föregående skildrade eustatiska och isostatiska komponenterna vid strandlinjeutbildningen (särskilt med tanke på att det kan vara frågan om ett från havet avsnört bäcken) jänte Björsjös avsnörning av dödisbrän. Tanken återknyter delvis till Lougee (1953) och erinrar om De Geers stormstrandlinjer.

De Geer (1932 s 35-39) söker med sin "stormstrandlinje"-teori ge en förklaring till strandlinjerikedomen. Under en jämnt fortgående negativ strandförskjutning skulle vid vissa nivåer starka

andra isobaslatituder, och de sammanfalla följaktligen ej med ordinatan.

Med denna punkt som utgångspunkt har på översiktskartan fig 33 dragits linjer med ett avstånd av 1 km. Dessa linjer är således endast att anse som hjälplinjer, använda vid upprättandet av distansdiagrammet. De har ej kunnat anslutas till en enhetlig referensyta, eftersom en sådan ännu är okänd.

De gradienter, som erhålles ur distansdiagrammet fig 32 skiljer sig ej nämnvärt från dem, som erhöles för Ryssbergets ost-sida i N-S-lig riktning. Den sträcka, som detta diagram omspanner, är förmodligen för kort för att vinkelfelet i gradientriktningen skall bliva märkbart vid den relativt grova projektionsmetoden.

Strandytan motsvarande vall nr 1 på Listershuvud har en gradient av 20 m/10 km, och diagrammets understa registrerade strandyta, som är belagd med få punkter och osäkrare, har en lutning av ungefärligt 4,5 m/10 km.

Strandyternas gradientvärden

Strandyta motsvarande:

vall på Listershuvud nr	nivå	gradient
1	2	20 m/10 km
3-4	3	19 "
7	4	18 "
11-12	6	17 "
14	7	15 "
17	7	13 "
18	8	12 "
19	8	11 "
20	8	10 "
21	9	8 "

För diagrammet fig 32 gäller i övrigt detsamma som förut anförts beträffande diagrammet för Ryssbergets ostsida. Nivå nr 3 har dock blivit talrikt belagd med punkter, som ansluter till strandbildningar på Ryssbergets västsida.

Tidigare hypoteser om isavsmältningen i ryssbergstrakten

En kort inledande översikt har tidigare lämnats på sid

Nilsson (1942) anser, att isranden över Ryssberget har N-S-lig riktning, att Ivösjöns sänka är isfri medan Listerlandet ännu är helt täckt av inlandsis, att strandlinjer vid Håkanryd abraderas vid 101 meters nivå, medan Baltiska issjön har avlopp genom Tyringe- eller Vanåsfordalen. Först då Baltiska issjön får avlopp genom Lagadalen, blottas södra Listerlandet från is och begynner den högsta strandlinjen på ca 55 m att utbildas (gradient 15 m/10 km).

Från Olofström finns i Nilssons diagram av år 1953 en strandlinjeserie registrerad, där högsta stranden på 72 m faller på isobasytan för BI_y , det stadium, då Baltiska issjön genom transgression får avlopp genom Öresund. I samma profil finns strandnivåer angivna även på 66, 58 och 54 m. BI_y :s gradient är 10 m/10 km. Nilsson omnämner i sitt tidigare arbete om gotiglaciala issjöar några issjönivåer mellan Olofström och Kyrkhult på 121 m. "Dessa torde till tiden höra samman med en högsta linje på 120 m W om Hästveda". (1942 s 146) De skulle således ha bildats, då avloppet vid Vanås-fors fungerade.

Nilsson tänkte sig visserligen i enlighet med Wennberg, att baltisk is genom tryck på "smålandsisen" hindrade denna att kalva över Listerlandet. Isrecessionen fördröjdes härigenom. Men Nilsson anser den baltiska glaciärtungan vara relativt kort, då isrecessionen nått ryssbergstrakten. Ett sydligt avlopp kunde ej äga bestånd, därför att tyringepasset låg lägre än passpunkterna i Sydsåne. Dessa torrlades efter tappningen genom tyringepasset. Efter denna tappning tänker sig Nilsson (1953 s 165) hela södra Östersjön torrlagd.

Till Nilssons åsikter ansluter sig Cleve-Euler (1946 s 22-24), som anser, att dessa högsta strandlinjer är marina, och att en vik av ishavet sträckt sig in över tyringepasset och Nordskåne fram till blekingegränsen. När Tyringesjön isolerats från havet, omfattade den utom Nordskåne ett "instängt baltiskt smältvattensområde, som sträckte sig över Blekinge, men i söder och öster spärrades av den baltiska isströmmen; man får ihågkomma, att baltisk is då ännu täckte hela Langeland."

THE UNIVERSITY OF CHICAGO LIBRARY

100 EAST 57TH STREET, NEW YORK 22, N.Y.

1-6-64

TO THE DIRECTOR, UNIVERSITY OF CHICAGO LIBRARY

FROM THE DIRECTOR, UNIVERSITY OF CHICAGO LIBRARY

RE: [illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

På fig 9 (l.c. s 44) demonstrerar Cleve-Euler, hur baltisk is når in över Langeland och skjuter upp över Listerlandet, medan samtidigt inlandsisen avsmält till norra Belkinge. Langelandsglaciären hindrar således enligt Cleve-Euler issjöns avrinning söderut. Isranden har samtidigt N-S-lig riktning över Småland. Denna skissering av isranden anses vara förutsättningen för en isdämd sjö med avlopp över Tyringe.

Johnsson (1952 s 6) anser, att inget inflytande av baltisk is är märkbart väster om en linje dragen från Ronneby norrut.

Troligtvis kan man räkna med öppet vatten i söder, när isen avsmälte från undersökningsområdet. Jag antar, att en relativt kort baltisk istunga kan ha sträckt sig in över östra Blekinge, att södra Östersjöns bäcken var till största delen isfritt, och att issjön hade avlopp genom Öresund.

Diagrammets (fig 32) högst belägna strandlinjeobservation gjordes vid Bjäraryd på Ryssbergets östsida (lokal 11) och ger ett värde på HK av 67,1 m. Som ovan framhållits har ej på någon lokal funnits spår av Nilssons och Munthes höga värden på HK. Dessa högsta strandmärken måste alla vara att räkna som lateralskval eller strandmärken av högst lokala smältvattenssjöar. Högsta strandnivån på Ryssbergets västsida observerades i Gonarps skogsskifte (lokal 25) på 61,0 m.

Genom alla höjdbestämmningar av deltaytor och av skvalrännor fastlagda högsta stränder, synes HK i trakten vara så säkert bestämd, att man kan hävda, att baltiska issjön ej hade avlopp genom Tyringe- eller Vanåsforsdalarna, då isen avsmälte från Ryssberget. Passpunkten i Tyringe ligger på 112 m och i Vanåsfors på 110 m. Tyringedalen ligger troligtvis på något lägre isobaslatitud än Listerlandet, Vanåsforsdalen på ungefär samma isobaslatitud. Dessa passpunkter är alltså ej möjliga som baser för den nu fastställda högsta ytan på Baltiska issjön i ryssbergstrakten.

Även Lagadalen befinner sig på ungefär samma isobaslatitud som norra delen av Listerlandet (jfr Magnusson-Lundqvist-Granlund 1957 s 393), och passpunkten vid Strömsnäsbruk (Nilsson 1953 s 177) ligger på 138 m. Därför måste även möjligheten av ett avlopp genom Lagadalen avböjas. Passpunkten borde troligtvis ligga på 60-70 m för att kunna bestämma vattennivån i Baltiska issjön vid den aktuella tidpunkten.

Isrecessionen enligt diagram och randbildningar

Enligt diagram fig 32 och fig 33 har isrecessionen från Ryssbergets ost- och västsida varit i stort sett samtidig. Ändmoränvallar vid Ryedal och vid Siesjön synas vara likåldriga. Från Ryssbergets sydspets, där HK är belägen på 56,0 m, till strandlinjelokalen (nr 17) i Ynde, där HK ligger på 52,0 m, är avståndet (räknat vinkelrätt mot isobaserna) ej fullt 2 km. Strandlinjen i Ynde tillhör troligtvis nivå 3. Expositionen måste ha varit sämre på Yndelokalerna än vid Ryssbergets sydspets. Sänkningen bör sättas i samband med israndens stagnation i samband med bildningen av de kraftiga ändmoränerna söder om Siesjön.

På bergets ostsida kan sydspetsens 54,8-meterterrass i diagrammet följas till Hålabäck (lokal 7), där den har värdet 66,3 m. Ryedal är beläget rakt öster om Hålabäck, och även här finns ändmoränvallar (visande två randlägen) med WNW-ESE-lig riktning, vilket antyder, att isen skjutit ner en svag lob över Listerlandets norra del. Till detta israndläge kan deltasedimenten mellan Ysane och Norjesund räknas.

Moränavlagringar, ibland utbildade som en låg vall, kan följas från Gummarpstrakten, vidare i en flack båge söder om Ysane kyrka till norr om isälvsdeltat i Lörby skog, där de bildar udden Kladde-nabben. Efter detta randläge kan en sänkning av vattennivån tänkas ha skett, och efter det att ändmoränerna i Ryedal bildats, sker sänkning till nivå 3.

Strandlinjernas höjdläge ger således ännu ett belägg för den snabba isrecessionen över Listerlandet och den långsammare över Ivösjöns sänka.

Sedan vattenytan sjunkit till nivå 3, utbildas strandvallarna på Oppmanna- och Vångabergen (lokal 38 och 39), Ivön (lokal 36), och deltat vid Ivöklack (lokal 37) Paradiset (lokal 18) och HK vid Barnakälla (lokal 19).

Efter det kortvariga randläge, som de små deltana vid Ivöklack och Paradiset markerar, sjunker vattenytan ånyo. Närmast norrut belägna strandlinjelokaler är Slonnabjerets sydsluttning (lokal 21), norr om Ivösjön, där HK:s värde är 57,5 m. Enligt diagrammet skulle HK ligga på 61 m, om vattennivån varit konstant. En regression har ägt rum, medan isranden befann sig mellan Ivöklack och Slonnabjeret.

Vid Ryssbergets ostsida sker i detta skede isrecessionen långsamt, sedan isranden lämnat Listerslätten och ej längre kan brytas upp av vågor. Ett mindre område med isälvsgrus i Ebbalycke söder om lokal 8 motsvarar förmodligen de två obetydliga deltana på Ryssbergets västsida. Innan isranden når Mariehällslokalen (lokal 8), har vattenytan undergått två kraftiga regressioner. Vattenytan står nu vid vall 7, nivå 4 på Listershuvud.

Den översta strandlinjen i Hålabäck kunde endast följas ca 200 m norrut. Därefter är marken på denna nivå odlad, vilket antyder, att den ligger över HK. Nedanför liggande terrass är däremot väl utbildad. Troligtvis har en regression av vattenytan skett omedelbart norr om Hålabäcklokalen, och den väl abraderade nivå 3 börjar utbildas. Efter isens långsamma regression till närheten av lokal 8 sker ännu en sänkning till nivå 4, vid vilken således även HK på Slonnabjeret bildas.

Sedan isranden passerat lokal 11 inträder en tid av snabb regression och på lokal 13, 2,5 km längre norrut ligger HK på 63,0 m (nivå 6).

Vid Ryssbergets västsida utbildas vid denna vattennivå randdeltat i Vånga och Ekebjör. Men flera israndlägen mellan Slonnabjeret (nivå 4) och detta väl markerade randläge kan urskiljas i sydligaste delen av Holjeåns dalgång. Möjligen visar Kalvön ett randläge och den norr om Kalvön utskjutande udden, som är en mindre deltabildning, ett. De övriga är på kartan (fig 24) markerade som randläge 1,2 och 3. Av listershuvuds- och kruthusprofilerna framgår, att fyra till fem regressionsetapper är sannolika mellan nivå 4 och 6. En överensstämmelse tycks alltså finnas mellan randlägen och antalet regressioner. Vid någon av de mellan nivå 4 och 6 liggande ytorna byggdes Axeltorpsdeltat upp (lokal 20) för att senare abraderas av vattenytan vid nivå 6.

Sänkningen till nivå 7 (vall 14) sker, sedan randåsen Ekebjör (lokal 24) och randås nr 5 (lokal 26) byggs upp. På Listershuvud finns mellan vallen nr 10 i nivå 6 och vall nr 14 tydligtvis ytterligare tre vallar. I randkomplexet nr 4-5 kan även fyra randlägen urskiljas: Ekebjör (vall 10), en mindre randås (vall 11), det sydliga randåspartiet i nr 5 (vall 12) och den nordliga randåsen i randbildning nr 5 (vall 13). Randkomplexet bör således vara avsatt under flera regressioner, men dessa kan ej styrkas på grund

av åschrönens senare abrasion. (En sänkning av vattenytan tycks kunna iakttagas inom Vångadeltat, som ansluter sig till nivå 6.)

Efter det att detta randkomplex bildats i Sibbarpsdalen, sänks emellertid vattenytan säkert till nivå 7, och randås nr 6 byggs upp vid denna.

På Ryssbergets ostsida har isranden under tiden avsmält till Värhult (lokal 15), och isälvsdeltat i Kylinge, som ej byggts upp till vattenytan, torde vara bildat vid samma israndläge som Ekebjerskomplexet. Innan isranden når Boalokalen (lokal 16) vid Gränum, sjunker vattenytan till vall nr 16:s nivå. Vid denna är randdeltat vid Östafors bildat (lokalerna 31 och 34), och strandlinjen på ca 56 m kan med smärre avbrott följas från Östaforsdeltat längs Ryssbergets nordsida till Boalokalen.

Det bör kanske här ännu en gång påpekas, att det är konnektionen genom denna terrass, som möjliggjort sammanställningen av diagrammet. Utan denna konnektion hade det varit omöjligt att jämföra israndlägena i Holjeådalen med ostsidans strandytor och vidare med strandvallarna på Listershuvud.

Mellan vall 14 och 16 på Listershuvud finns en vall (nr 15). Vattenytan bör ha undergått en svag sänkning mellan vall 14 (nivå 7) och vall 16. Ett randläge i Holjeåns dal, randås nr 7 mellan randås nr 6 och Östaforsdeltat, tycks passa väl in i schemat över sambandet mellan isrecession och regression.

Säkert tycks vara, att vattenytan sjunkit efter det att isranden släppt kontakten med Östaforsdeltat, och enligt diagrammet sker ännu en eller två sänkningar, innan randdeltat i Olofström kommer till. Detta bör sålunda ha byggts ut samtidigt som nivå 8 (och förmodligen vall 19) på Listershuvud bildas. Denna är, tillsammans med nivå 6 till vilken Vångadeltat ansluter sig, Listershuvuds starkast abraderade nivå. Sambandet mellan länge stagnerande isrand och kraftig abrasionsnivå tycks således vara gott.

Deltats talrika jordflytningsdalar, som mynnar vid 52 m och även erosions- och sedimentationsplan på denna höjd, bör enligt diagrammet vara utbildade vid den framträdande abrasionsnivån nr 9 (vall 21) på Listershuvud.

Alla de på nivåkartan över strandvallsområdet på Listershuvuds läsidesdrumlin (fig 12) karterade strandvallarna (med undantag för vall nr 22) har således utbildats under isens recession till olofströmstrakten.

Troligtvis har återstående 6-7 senglaciala vallar i listershuvudsprofilen utbildats, medan isens rand ännu befann sig i Blekinge. Det är möjligt att i Blekinges dalgångar urskilja ett flertal randlägen norr om det, som ansluter till nivå 9. Varje randläge motsvaras av en negativ strandförskjutning.

Jämförelse mellan randlägen och strandvallar.

<u>Vallnummer</u>	<u>Randläge</u>
3	Ivön-Paradiset-Bjäraryd
4	Kalvön
5	Udde N Kalvön
6	1. (Nr enligt kartan över Holjeåns dalgång fig 24.)
7.	2. Gudahagen
8,9	3. Näsun
10	4. Ekebjör
11.	Åscentrum N Ekebjör
12,13	5. Två randåsar vid Sibbarp
14	6. Randås nr 6
15	7. Randås nr 7
16.	8. Deltat vid Östafors
17,18	9,10, (11?). Jänshög
19	12. Randdeltat i Olofström.
20,21	Två norr om Olofström urskiljbara randlägen.

Strandnivåerna över vall nr 3 går ej att konnektera med randlägen, på grund av att isälvssediment, som når upp till HK saknas. Strandnivåer under vall nr 21 kan ej heller konnekteras med israndlägen, eftersom dessa ligger helt över HK.

Väl utbildade randlägen motsvarar väl utbildade vallar, och de urskiljbara vallkomplexen motsvaras av komplexa randbildningar.

Alla randbildningarna, som registreras under HK, tycks vara bevis för en dynamiskt aktiv is. Randlägena kan däremot ej följas över traktens höjdområden. Istungorna i dalgångarna med koncentrerad istillförsel har mycket känsligare reagerat för klimatfluktuationer.

Eftersom israndens förskjutningar i allmänhet sker så gott som samtidigt på Ryssbergets båda sidor och troligtvis inga långa glaciär-

tungor skjutit fram i dalgångarna, bör rörlig is samtidigt ha funnits på Ryssberget till ungefärlig jämnhöjd med isranden i dalgångarna.

Som väntat visar sig således isranden under recessionen från trakten ha i stort sett E-W-lig riktning i överensstämmelse med De Geers och Munthes åsikter. Något enhetligt väl markerat ändmoränstråk existerar ej. Man kan ej tala om en ändmoränlinje utan om ett ändmoränområde, omfattande hela Blekinges bredd.

Till några av ovan beskrivna randlägen - ännu osäkert vilka - ansluter sig Bredåkradeltat. På Anderssons karta (1927 s 64) kan i centralåsen tre eller fyra israndlägen spåras. Likaså tycks vattennivån ha sjunkit under deltats bildningstid. Andersson är något förbryllad över de skilda deltaytornas höjd: "Skillnaderna i höjd inom det egentliga Bredåkradeltatet äro emellertid ringa, och delta-planens höjd kunna tolkas såsom förorsakade av skilda orsaker, som ej beröra issjöytans nivå." - "Att den baltiska issjöytan varit stationär under deltaplanens uppbyggande från Kallinge till Möljeryd, är emellertid ovisst." - "Landhöjningsgradienten förefaller något hög, om den skattas till 1 meter på kilometern i medeltal." (Sista citatet s 63).

Sammanfattande kan om isavsmältningen från Nordostskåne och Västblekinge sägas, att en serie väl utbildade israndlägen visar, att inlandsisen i avsmältningsskedet var aktiv, och att randbildningarnas läge visar, att isrecessionen i stort sett skedde från söder mot norr.

Datering av isrecessionen

Anteys' mätningar (1915) berör södra delen av undersökningsområdet. Enligt Anteys befinner sig isranden norr om ändmoränerna i Ryedal år 4000 och samtidigt väster om Ryssberget vid Näsuri. Ändmoränerna vid Siesjön skulle enligt Anteys' karta vara bildade år -4100. Enligt mitt diagram borde dessa vara likåldriga med den vid Ryedal. Anteys konnektion är en fjärrkonnektion och kan vara osäker.

Anteys' undersökningar måste anslutas till ett 0-år. Enligt Lundqvists karta (1961) där De Geers beräkningar reviderats skedde isrecessionen från Listerlandets sydligaste del år 10500 f Kr, från Siesjön år 10400 f Kr och från Olofströnstrakten år 10200 f Kr. Randbildningarna inom mitt område är alltså att hänföra till den äldre dryastiden.

Berglunds kartor grundade på pollenanalytiska undersökningar (1966 s 26 och 27) visar, när olika delar av Blekinges kustzon isolerades från det baltiska bäckenet. Detta skulle ha skett på 60 m:s nivå vid övergången från äldre dryas - allerödtid, vid 20 m under yngre dryasperioden. Deltat i Olofström når ca 60 m och motsvaras av strandvallar på Listershuvud på ca 35 m:s nivå. Vattennivån borde således på södra Listerlandet vid allerödperiodens början ha varit omkring 35 m.

Berglunds detaljundersökningar (1966 s 52-76) anger följande tröskelvärden:

1. Storenosse. Isobaslatitud = Olofström. Tröskelvärde ca 63 n. Någon pollenanalytisk analys av de baltiska issjölagren har ej kunnat göras.

2. Holkasjön. Isobaslatitud = Östafors. Tröskelvärde 59 n. Sjön förefaller enligt Berglund att ha blivit isolerad i tidig allerödtid. Sammanställt med mina iakttagelser skulle de ha isolerats i sen äldre dryastid.

3. Kroksjön med ett tröskelvärde på 53 m är helt närbelägen. Även den isolerades i tidig allerödtid. Här torde överensstämmelse med mitt distansdiagram föreligga.

4. Lösensjön med tröskelvärde 48 m är belägen ca 3 km S om Holkasjön och ungefär på Ekebjers isobaslatitud. Denna sjö tycks också ha isolerats vid övergången mellan äldre dryas och allerödtid. Vattennivån vid Ekebjers var då omkring 45 n.

5. Igelsjön. Tröskelvärde 43 n. Dateringen av isoleringen är osäker.

6. Slättnossen. Tröskelvärde 25 n. Förmodligen isolerad i yngre dryastid. Efter den snabba landhöjningen under äldre dryas direkt efter isavsnältningen går landhöjningen långsamt och detta resultat behöver ej strida mot förhållandena i mitt distansdiagram.

7. Färskesjön. Tröskelvärde 14 m. Detta värde är lägre än något nivåvärde på de senglaciala vallarna på Listershuvud. Isoleringen har skett mellan yngre dryas och preboreal. Isobaslatituden är högre än på Listershuvud.

Låga tröskelvärden har även lokalerna 8. Hallarums mosse, 9. Bäcks mosse och 10. Torps mosse och de kan ej infogas i distansdiagrammet fig 32.

De av Berglund undersökta mossarna och sjöarna har från N mot S allt lägre tröskelvärden och tycks till 40 m:s nivå kunna vara isolerade vid övergången mellan äldre dryas och allerödtid.

Diskussion

De i samband med israndlägena uppträdande mera markerade strandvallskomplexen, särskilt på Listers huvud, har tidigare i framställningen med ett neutralt ord benämnts intensitetszoner. Deras natur är oklar, och varierande åsikter har framförts om likartade strandvallskomplex.

Asklund (1935 s 22-25) indelar i sin undersökning av strandlinjerna i Gästrikland strandmärkena i fem "storleksskisser" och bearbetar strandlinjematerialet statistiskt. De kraftiga abrasionsnivåerna konnekterar Asklund med von Posts Vänerdiagram (1929) och anser, att nivåerna motsvarar transgressioner under ancylostid och tidig litorinatid. Asklunds abrasionsnivåer har god överensstämmelse med strandkomplexen och intensitetsnivåerna på Listerlandet.

Sauramo (1958 s 33) betonar liksom äldre forskare (t ex De Geer 1909, s 530, Ramsay 1924, s 497) att nivåförändringarna vid stranden alltid är mer eller mindre diskontinuerliga, och ingen väl utbildad strand har utvecklats utan transgression eller stillestånd i strandförskjutningen.

Flera forskare ser i detta strandvallars diskontinuerliga uppträdande vid havsstränder en kombinerad effekt mellan "landhöjningsvågor" eller ryckvis uppträdande landhöjningsfaser med korta tidsmarginaler och eustatiska förändringar av havsytan.

von Post (1947 s 295-312), en av den som behandlar detta ämne, tänker sig sålunda två komponenter: en eustatisk och en epeirogen (isostatisk). Jordskorpans rörelser är av två typer, antingen isostatisk-plastiska eller elastiska. Hela strandförskjutningsförloppet = den eustatiska + den epeirogena komponenten, varvid båda termerna kan vara antingen positiva eller negativa.

von Post finner vid sin Hallandsundersökning formförändringar i jordskorpan med stora amplituder: "Under tidsavsnitt, omfattande i grovt avrundade mått - ett årtusende eller mera - har stranden först stigit, sedan åter sänkts till nivåer, som i båda fallen ligga lägre än de stigningen utgått ifrån. Både sänkningarna och höjningarna sluta lika abrupt. Rörelserna sakna helt det tröghetsmoment, som är de plastiska nivåförändringarnas kännemärken, och som är orsaken till att dessa kunna fortfara årtusenden efter det att deras incitament försvunnit. - Dessa rörelser bära den elastiska formförändringens alla kännemärken".

1. *Phragmites australis* (Cav.) Trin. ex Steud.

Vid de senglaciala strandförskjutningarna inom Listerlandet kan enligt denna tankegång sambandet mellan strandvallskomplex och randkomplex bero på en elastisk effekt med kort amplitud. Jordskorpan skulle reagera mycket hastigt.

Florin (1944) finner, att strandförskjutningarna sker genom en serie undulationer, där "postglacialtidens vegetationshistoriskt indicerade värmeavsnitt svara till tiden mot kustlinjens låglägen och närmast efterföljande positiva strandförskjutning". De av Florin funna strandförskjutningarna anses av honom bero på rörelser i jordskorpan. Perioden är endast c:a 100 år.

I recent tid visar precisionsavvägningarna relativt snabba differentialrörelser mellan olika tektoniska block.

Björnsjö (1949 s 264) framhåller, att onråden mellan två på varandra följande frontala randstråk är påfallande fattiga på material. Detta har lett honom fram till uppfattningen, att "isranden aldrig gradvis och kontinuerligt 'dragit sig tillbaka' från ett tidigare randläge till ett senare utan hoppat från det ena randläget till det andra. Isen avsnördes och övergick till dödis samtidigt inom hela den mellanliggande zonen".

Konsekvensen härav blir, att dödisbränet mellan randlägena skulle hindra utbildningen av strandlinjer i sluttningarna, och mellan två randlägen kommer därmed skenbart strandnivåerna att uppvisa "hopp" av den art som iakttagits inom undersökningsområdet.

Mycket talar för en sådan hypotes. Vattendjupet under högsta stranden är i undersökningsområdet inte större, än att möjligheter skulle finnas för uppkomsten av dödisbräm i grunt vatten. Svårigheten är, att i föreliggande undersökning säkra bevis för att dödisbränen legat kvar mellan randlägena inte finnes. Till detta kommer, att randlägenas strandlinjer på fria sluttningar franträder starkare än andra mellanliggande strandlinjer (intensitetszonerna). Den tänkbara rytmiska avsnörningen av dödisbräm synes därför sammankopplad med en faktor, som ger upphov till intensitetszonerna.

Lougee (1953 s 6), som behandlat landhöjningsproblemen i Nordamerika, framför som en åsikt, att om istrycket lättar, sker en isostatisk höjning såväl under isen som marginalt utanför istäcket. Hela istäcket lyftes till högre nivåer och klimatet blir kallare. Isen rycker fram, och ändmoräner bildas. Lyftningen stimulerar också utflödet av is. Sex höjningsperioder (1. c. s 8) omväxlande

med stabila förhållanden i jordskorpan skulle ha förekommit från seneglacial till recent tid. Lougee rör sig med begreppet hinge-line, zoner, där höjningsintensiteten har varit noll under lanhöjningstiden.

I ett issjösystem som Baltiska issjön borde de eustatiska komponenterna träda i bakgrunden. I stället kan förloppet tänkas som ett komplicerat samspel mellan isostatiska rörelser dels i den avloppströskel, som reglerar issjöytan och dels i det område, där strandlinjeiakttagelserna göras.

Å andra sidan har Baltiska issjön över huvudtaget dragits i tvivelsmål.

Strömberg betonar nyligen (1971 s 128) hur en kontinuerligt fortskridande landhöjning under stagnationsstadier i isranden kan ta sig uttryck i skenbart synnerligen snabba, språngvisa negativa nivåförändringar i samband med randlägen, där det i själva verket till stor del kan röra sig om en relativt lugn evolution. Strömbergs uppfattning ligger nära Björsjös. Det som uppfattats som tappningar, såsom Baltiska issjön vid Nordbillingen, behöver sålunda enligt Strömberg, inte helt nödvändigt vara detta.

Osäkerheten beträffande den "klassiska" uppfattningen av Baltiska issjön som framförts av Strömberg accentueras bl a av Kullenbergs undersökning av sedimentproppar från botten norr om Bornholm (1954, s 222-225), av vilken han anser sig konstatera, att salthalten i det baltiska bäckenet omkring 12 000 BP, dvs troligtvis äldre dryastid, var endast något lägre än nu, och att alltså den förmodade issjön innehöll havsvatten. Det baltiska bäckenet skulle därmed ha förbindelse med världshavet och vi är tillbaka till att en eustatisk faktor i strandförskjutningarna skulle ha kunnat göra sig gällande.

Kvar står emellertid iakttagelser att stagnationsstadier i isen med marginala bildningar korresponderar med välutbildade strandlinjer.

Ytterligare en tänkbar klimatisk orsak kan därför hypotetiskt nämnas vid sidan av de i det föregående skildrade eustatiska och isostatiska komponenterna vid strandlinjeutbildningen (särskilt med tanke på att det kan vara frågan om ett från havet avsnört bäcken) jänte Björsjös avsnörning av dödisbräm. Tanken återknyter delvis till Lougee (1953) och erinrar om De Geers stormstrandlinjer.

De Geer (1932 s 35-39) söker med sin "stormstrandlinje"-teori ge en förklaring till strandlinjerikedonen. Under en jämnt fortgående negativ strandförskjutning skulle vid vissa nivåer starka

stormar orsaka, att strandterrasser skurits ut i exponerade lägen och vallar kastats upp.

Man kan tänka sig förloppet så, att cyklonfrekvensen periodvis ökar. Därmed följer en ökning av nederbörden. Ismassan ökar, isranden stagnerar eller rycker fram och bildar större ackumulationer eventuellt innanför dödisbräm.

Den större cyklonfrekvensen ger också upphov till ökad stormfrekvens över ismassan och i dess randzon. Stormfrekvensen i sin tur ökar aktiviteten i strandzonen och ger upphov till större vallkomplex eller intensitetszoner. Därmed kunde möjligen nås ett direkt samband mellan randlägen och strandlinjeiakttagelser, gällande korta tidsintervall, så korta, att det kan dras i tvivelsmål, om jordytan kan reagera med ojämnheter i de isostatiska rörelserna.

LITTERATUR

- Ahlmann, H. W:son, 1920: Some Working Hypotheses as regards the Geomorphology of South Sweden. Geogr. Ann. Bd II.
- Andersson, O., 1927: Bredåkra randdelta, ett säreget blekingskt naturlandskap. S.G.Å.
- Antevs, E., 1915: Isrecessionen i nordöstra Skåne. G.F.F. Bd 37.
- Asklund, B., 1928: Strandflaten på Sveriges västkust. G.F.F. Bd 50.
- , 1935: Gästrikländska fornstrandlinjer och nivåförändringsproblem. S.G.U. Ser. C. N:o 391.
- , 1947: Gatsten och kantsten. Berggrundskarta över Blekinge. S.G.U. Ser. C. N:o 479.
- Behrens, S., 1960: Regional Geography of Southern Sweden. The Main Features of Morphology in South and Central Sweden. S.G.Å. Årg. 36.
- Bergdahl, A., 1947: Glacialmorfologiska studier vid Kalmarsund. S.G.Å. Årg. 23.
- , 1943: Israndbildningar i östra Syd- och Mellansverige med särskild hänsyn till åsarna. Medd. fr. Lunds Univ. Geogr. Inst.
- Berglund, B., 1966: Late-Quaternary Vegetation in Eastern Blekinge, South-eastern Sweden. A Pollen-Analytical Study. 1. Late-Glacial Time. Publications from the Institutes of Mineralogy, Paleontology and Quarterny Geologi. University of Lund, Sweden. No. 134.
- Bergsten, F., 1954: The Land Uplift in Sweden from the Evidence of the Old Water Marks. Geogr. Ann. Bd 36.
- Bergsten, K.E., 1943: Isälvsfält kring norra Vättern. Medd. fr. Lunds Univ. Geogr. Inst. 7.
- Björnsson, S., 1936: Ett västblekingskt platålandskap. S.G.Å.
- , 1953: Drunlinbildningar i Sommen-Åsundenområdet. S.G.Å.
- Björnsjö, N., 1949: Israndstudier i södra Bohuslän. S.G.U. Ser. C. N:o 504.

1. 2. 3. 4.

•

100

•

- Blomberg, A., 1900: Geologisk beskrivning över Blekinge län. S.G.U. Ser. Ca. N:o 1. (Med karta).
- Cleve-Euler, A., 1946: Om den sista landisens bortsmältning från södra Sverige, den s k Baltiska issjön, tappningarna vid Billingen och Degerfors samt Vätterns historia. Stockholm.
- Christoffersson, I., . . . & Andersson, L., 1959: Regnkatastrofen i nordöstra Skåne. S.G.Å. Årg. 35.
- Daly, R., 1934: The Changing World of the Ice Age. Yale University Press.
- De Geer, G., 1889a: Beskrivning till kartbladet Bäckaskog. S.G.U. Ser. Aa. N:o 103.
- , 1889b: Beskrivning till kartbladet Vidtskövle, Karlshamn, Sölvesborg. S.G.U. Ser. Aa. N:o 105, 106 och 107.
- , 1910: Södra Sverige i senglacial tid. S.G.U. Ser. Ba. N:o 8.
- , 1917: Om fjärrkonnektioner längs de gotiglaciala gränsmoränerna i Scanodania och Nordamerika. G.F.F. Bd 39.
- , 1918: Om tiden för Skånehalvöns första uppkonst. G.F.F. Bd 40.
- , 1932: Stockholmstraktens kvartärgeologi. S.G.U. Ser. Ba. N:o 12.
- De Geer, S., 1913: Beskrivning till översiktskarta över södra Sveriges landformer. S.G.U. Ser. Ba. N:o 9.
- Florin, S., 1944: Havsstrandens förskjutningar och bebyggelseutvecklingen i östra mellansverige under senkvartär tid. G.F.F. Bd 66.
- Gillberg, G., 1956: Den glaciala utvecklingen inom Sydsvenska höglandets västra randzon. III. Issjöar och isavsmältning. G.F.F. Bd 78.
- Hellberg, K., 1963: Inlandsisens recession och den senglaciala strandförskjutningen i ryssbergstrakten. Lic. avh. (Manuskript).
- , 1964: Ljungarundeltat, ett randdelta i mellersta Skåne S.G.Å. Årg. 40.

- Hellberg, K., 1969: Strandvallarna på Listershuvud. Blekinges Natur.
- Hoppe, G., 1951: Drumlins i nordöstra Norrbotten. Medd. fr. Uppsala universitets geografiska institution. Ser. A. N:o 79. Särtryck ur Geogr. Ann. 33.
- Hyypä, E., 1960: Quaternary Geology of Eastern and Northern Finland. Internat. Geol. Congress, XXI session, Norden. Guide to excursion no. 35. Helsinki.
- , 1961: On the History of the Baltic Sea. INQUA: Assoc. Quaternary Research, VI Congress. Abstracts of paper, p 191. Warszawa.
- , 1963: On the Late-Quaternary History of the Baltic Sea. Fennia 89, N:o 1.
- Hörnsten, Å., 1964: Ångermanlands kustland under isavsmältningsskedet. G.F.F. Bd 89.
- Johnsson, D.W., 1919: Shore Processes and Shoreline Development. New York.
- Johnsson, G., 1952: Deglaciation of the Highland of South Sweden. Lund Studies in Geography. Ser. A. Physical Geography. N:o 3.
- , 1956: Glacialmorfologiska studier i södra Sverige. Medd. fr. Lunds Univ. Geogr. Inst.
- Kullenberg, B., 1954: Presence of Sea Water in the Baltic Ice-Lake. Tellus. Vol. 6, number 3.
- Larsson, I., 1954: Structure and Landscape in Western Blekinge, Southeast Sweden. Medd. fr. Lunds Univ. Geogr. Inst.
- Lougee, R., 1953: The Role of Upwarping in the Post-Glacial History of Canada. Revue Canadienne de Géographie.
- Lundbohm, H., 1888: Om den äldre baltiska isströmmen i Sverige. S.G.U. Ser. C, N:o 95.
- Lundegren, A., 1934: Kristianstadsonrådets kritbildningar. G.F.F. Bd 56.
- Lundqvist, G., 1935: Isavsmältningen inom Bergslagen. G.F.F. Bd 57.
- , 1946: Bergslagens minerogena jordarter. S.G.U. Ser. Ba N:o 18.

- Lundqvist, G., 1961: Beskrivning till karta över landisens avsmältning och högsta kustlinjen i Sverige. S.G.U. Ser. Ba. N:o 18.
- Magnusson, H. & Granlund, E., 1936: Sveriges geologi. Stockholm
- Magnusson, H., Lundqvist, G., & Granlund, E., 1957: Sveriges geologi. Stockholm
- Mattsson, Å., 1962: De skånska isströmmarna. S.G.Å. Årg. 38.
- , 1964: Avjämningsytor och dalgenerationer i östra Blekinge. S.G.Å. Årg. 40.
- Munthe, H., 1910: Studies in the Late-Quaternary History of Southern Sweden. G.F.F. Bd 32.
- , 1940: Om Nordens, fränst Baltikums, senkvartära utveckling och stenåldersbebyggelse. Kungl. sv. vet. akad. handl. Ser. 3. Bd 19. N:o 1.
- Mörner, N.A., 1969: The late quaternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish West Coast. S.G.U. Ser. C. N:o 640.
- Nelson, H., 1910: Om randdeltan och randåsar i nellersta och södra Sverige. S.G.U. Ser. C. N:o 220.
- Nilsson, E., 1942: Gotiglaciala issjöar i södra Sverige. G.F.F. Bd 64.
- , 1953: Om södra Sveriges senkvartära historia. G.F.F. Bd 75.
- , 1958: Issjöstudier i södra Sverige. G.F.F. Bd 80.
- , 1960: Södra Sverige i senglacial tid. G.F.F. Bd 82.
- , 1964: Geochronological Investigations in Southern Sweden. The Uppsala Symposium on Geochronology. G.F.F. Bd 86.
- , 1968: Södra Sveriges senkvartära historia. Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens handlingar. Fjärde serien. Bd 12. Nr 1.
- Nilsson, K., 1959: Isströmmar och isavsmältning i sydvästra Skånes backlandskap. S.G.U. Ser. C. N:o 567.
- Norrman, J.O., 1967: Strandens och kustens morfologi och de formskapande processerna. Ymer 87.

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

- Persson, M., 1932: Morfologiska studier inom nordöstra Skånes sjö-
onråde. S.G.Å.
- Post, L. von, 1929: Vänerbassängens strandlinjer. G.F.F. Bd 41
_____, 1947: Hallands marina fornstränder. G.F.F. Bd 69
_____, 1956: The Ancient Sea Fiord of the Viskan Valley.
G.F.F. Bd 78.
- Romson, B. & Eriksson, A., 1967: Sölvesborgs vattenförsörjning.
Rapport över utförda orienterande grundvattensundersökningar
1966. Allmänna Ingenjörskontoret AB. Ärende nr 13576.00.
- Rudberg, S., 1954: Västerbottens berggrundsmorfologi. Ett försök
till rekonstruktion av preglaciala erosionsgenerationer i Sverige.
Akad. avh. Uppsala. Uppsala. Geografica. 25.
- _____, 1967: The Cliff Coast of Gotland and the Rate of Cliff
Retreat. Geogr. Ann. Vol. 49.
- Sahlström, K.E., 1948: Jordartskarta över södra och mellersta Sverige.
S.G.U. Ser. Ba. N:o 14.
- Sauramo, M., 1934: Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. Bull.
Comm. Geol. Finl. N:o 104.
- _____, 1937: Das System der spätglazialen Strandlinien in
südlichen Finnland. Soc. Scient. Fennica. Comm. Phys.-Math.
IX. 10.
- _____, 1939: The Mode of the Land Upheaval in Fennoscandia
during Late-Quaternary Time. Comptes. Rend. Soc. Geol. Finl.
N:o XIII.
- _____, 1944: Landhöjningens mekanism. G.F.F. Bd 64.
- _____, 1947: Studier över de seneglaciala nivåförändringarna
i Fennoskandia. G.F.F. Bd 69.
- _____, 1949: Das dritte Scharnier der fennoskandischen
Landhebung. Soc. Scient. Fennica. Årsbok.
- _____, 1955 (a): On the Nature of the Quaternary Crustal
Upwarping in Fennoskandia. Acta Geographica 14. N:o 20.
- _____, 1955 (b): Land Uplift with Hinge-Lines in Fennoscandia.
Ann. Akad. Scient. Fennicae. Ser. A, III.51.
- _____, 1958: Die Geschichte der Ostsee. Ann. Acad. Scient.
Fennicae. Ser. A, III. 51.

- Stolpe, P., 1911: En sydsvensk israndlinje och dess geografiska betydelse. Kungl. Vetenskaps- o. Vitterhetssamhällets Handl. Fjärde följd. XIII.
- Strömberg, B., 1971: Isrecessionen i området kring Ålands hav. Stockholms univ. naturgeogr. inst. Forskningsrapp. 10.
- Sundborg, Å., 1956: The River Klarälven. A Study of Fluvial Processes. Stockholm.
- Taylor, F.B., 1915: Deformation of Shore Lines. U. S. Geol. Survey. Monographs V. L III.
- Ulf, B., 1948: Strandbildningar på Ryssbergets östsida (Manuskript) Geografiska Institutionen. Lund.
- Wennberg, G., 1949: Differentialrörelser i inlandsisen. Medd. fr. Lunds Geol. Min. Inst. N:o 114.

KARTORStrandvallar på sydsidan av Listershuvud (fig. 12)

Kartan är upprättad med distans- och avvägningstüb. Nivåkurvor med $\frac{1}{2}$ m:s ekvidistans. Skala 1:500. Utgångspunkt för avvägningen var triangelpunkten på Listershuvud, höjd över havet 83,84 m.

Abrasionsterrasser på sydvästra sidan av Getabjer (fig. 17)

Kartan är upprättad med distans och avvägningstüb. Nivåkurvor med 1 m:s ekvidistans. Skala 1:500. Utgångspunkt för avvägningen var triangelpunkten på Listershuvud.

Israndbildningar i Holjeåns dalgång (fig. 24)

Underlagskartor: Fotokarta i skala 1:10 000 bladen: 5e Drögsperyd, 6d Blistorp, 6e Östad och 7e Olofströn; alla 3 E. Fotokarta i skala 1:20 000 (s k eldledningskarta) bladet 3 E, 5d Näsum. Denna har förstorats till dubbel skala (1:10 000) i fotografisk förstoringsapparat.

Randdeltat i Olofströn (fig. 27)

Underlagskarta: Stadsplanekarta för Olofströns köping i skala 1:2000 med nivåkurvor med 1 m:s ekvidistans.

Israndssediment norr om Villands Vånga (fig. 29)

Underlagskartor: Ekonomiska kartbladet i skala 1:20 000 och fotokarta i skala 1:20 000 bladen: 3 E, 5c Vånga, 6b Kaffatorp och 3c Grönhult. Båda dessa kartor har förstorats 4 ggr med episcop till skala 1:5000.

Översiktskartor

Underlagskarta: Den topografiska konceptkartan.
Kartorna fig 21 A och B är utförda av Bengt Ulf.

Bilaga 1. Iakttagelser av räfflor och parabelriss. på fig. 6

Listerlandet

SE Ryedal (kustgnejs), hällkrön, räfflor från N 8-10° E.

N Ysane kyrka (hällflintgnejs), räfflor från N - N 4° E.

Parabelriss från N.

Mörbyklint (ögongranit), N-sidan, räfflor från N 3 - 8° E.

Parabelriss från N.

Hjärthalla (ögongranit), NE-sidan, räfflor från N 14 - 18° E.

Stibybacke (ögongranit), rännformiga räfflor på hällar blottade i ett grustag på W-sidan från N 10 - 20° E.

Stibybacke (ögongranit), N-sidan, räfflor från N 3° E.

Getabjer (ögongranit), i låg häll på östra sidan räfflor från N 20° E.

Listershuvud (ögongranit), parabelriss vid fyren från N 10 - 16° E (yngst) och N 50° E (äldst). Iakttagelserna överensstämmer med Johnssons (1956 s 227).

Hanö (ögongranit), räfflor från N. Parabelriss från N 10° E.

Ryssberget (hällflintgnejs).

Ostsidan: Gunnapellaklint (Bjäraryd), räfflor från N 15° W, N och N 4° E. Räfflorna är troligtvis tämligen likåldriga. Isrörelsen har förmodligen varit oregelbunden på grund av stora nivå-skillnader i terrängen.

Västsidan: S om Gustavsberg, räfflor från N 14° E klart överskurna av yngre räfflor från N 10° W. Parabelriss från N 10° E.

Häll vid korsningen av Gustavsbergsvägen och Hinnedalsvägen, parabelriss från N 10° E.

Finkelns utsikt, räfflor från N 10° E.

Vitahall (N Sölvesborgs vattentorn), parabelriss från N 35 - 45° W, N 5 - 14° E och N 45° E. De förstnämnda är tydligast och förefaller att vara yngst.

Väster om Ryssberget

Brantalla-Grödbyhallar (hällflintgnejs) östra hällen, räfflor från N 4 - 10° E och N 50° E. Parabelriss från N 4° E och N 50° E.

Vidriksbergshallarna (hällflintgnejs), svärmar i fältspatgångar av parabelriss från N 50° E.

Vångaberget (vångagranit), räfflor från N 6 - 10° W och parabelriss från N 5 - 10° W och N 20° E.

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

Bilaga 2. Strandlinjer på diagrammet fig. 32.

Höjdsiffror i meter. Siffror utan decimal = paulinavvägning.

a = abrasionshak eller terrass ö k = övre klappergräns

v = strandvallskrön

d = deltayta

Lokal 1 och 2. Höjdsiffrorna är utsatta i diagrammet.

3. Charlottendal. 48,7a - 43,6a.

4. Gunnarp. 58,8a (HK) - 53,4a.

5. Jockarp S. 60a (HK) - 56,7a - 48,2a - 47,3a - 45,8a.

Jockarp N. 52,6a - 48,3a - 46,4a - 41,9a - 39,1a - 34a - 26a - 22a.

6. 500 m N om Jockarp. 61,6a (HK) - 58,5a - 53,2a - 50,5a - 48,0a - 46,0 ö k - 44,7a - 42,4a - 40,9a.

7. Hålabäck. 66,3a (HK) - 60a - 58,4a - 51,5a - 48a - 45a - 44,3a.

8. Mariehäll. Bjäraryd. 63,4a (HK) - 54,5a - 52v - 49v.

9. Bjäraryd. 53,3a - 46,9a.

10. Korsaslätt. Bjäraryd. 66,8a (HK) - 58,2a - 53,6a.

11. Störkelsefabriken. Bjäraryd. 67,1a (HK).

59,0a - 51,7a - 46a - 40,6a.

12. Torsabjörke. 53,0a - 49a - 46,2a - 42,2a.

13. Kullaberget. 57,7v - 55,1v - 54,9a - 53,1v - 51,3v - 47,9a - 45,7a - 42,6a - 37,1a - 33,1a - 26,7a.

15. Värhult. 61a (HK) - 55,5a - 52,7a - 50a - 43,4a - 39,3a.

16. Boa. 56,8a (HK) - 54,5a.

17. Ynde. 52,0a.

18. Paradiset. 56,1d (HK)

19. Barnakälla. 56,1a (HK) - 53,9a - 45,3a - 39,7a.

20. Axeltorp. 54,4a.

21. Slonnaberget. 57,5a (HK) - 55,2 ö k.

22. Västana. 52,5a (HK)

23. - " - 52,0d.

24. Ekebjerg. Randbildning 4. 55,5d - 47,2a - 43,8a - 37,1a.

25. Gonarp. 61,2a (HK).

26. Randbildning 5. 54,8d.

27. 55,4a - 48,6a - 44,2a.

28. 56,6a (HK) - 51,5a.

29. Randbildning 6. 57,0d - 52,7a - 49a - 46,2a - 34,0a.
30. 58,8a (HK) - 54,7a - 50,6a - 45,6a.
31. Östaforsdeltat Ö. Randbildning 8. 56,3d.
32. 55,8a (HK).
33. 52,3a (HK).
34. Östaforsdeltat V. Randbildning 8. 56,9d - 54,9d - 53,8a - 48,6a - 42,0a - 37,5a.
35. Olofströmsdeltat. 59d - 58,4a (HK) - 56a - 52a - 47a - 45a.
36. Ivö. 45,5v - 53,5v - 52,8a - 51,6a - 50,6a - 49,1a - 44a.
37. Ivöklack. 56,5d - 54,9d - 52,8a - 39,8a - 36,0a - 32,0a - 20,3a - 15,1a - 10,4a - 9,1a.
38. Oppnannaberget. 54,4v - 52,8v - 49,5v - 44,4v.
39. Vångaberget. 54,7a - 52,6 ö k.
40. Öretorpsberget. 49,3a - 46,0a - 38,4a - 36,2a.
41. Vångadeltat. 57,0d (HK) - 55,1d - 53,3d - 52,5a - 51,8a - 49,2a - 42,5a - 41,0a - 37,1a - 21a - 15,5a - 12,0a - 9,5a.

EFTERSKRIFT

Sedan detta manuskript färdigställt, har Ringberg (1971, s. 30-38, 109-127) publicerat undersökningar över högsta kustlinjen i östra Blekinge. Ringberg (s. 37) låter svallgränsen gälla som värde på HK. I allmänhet ligger värdena mellan 63,6 och 67,5 m, lägsta värde är 60,1 m, högsta möjligen 69,2 m.

Deltaytor ligger inom Ringbergs undersökningsområde också på högre nivåer än i det av mig undersökta området. Som exempel kan nämnas Karlsnäs-fältet i Bredåkradeltat, som når 66 m, och Höljerydsfältet på 67-68 m (s. 43).

(Ringberg, B., 1971: Glacialgeologi och isavsmältning i östra Blekinge, S.G.U. Ser. C, Nr 661.)

Vid avvägningarna i fält har följande assisterat: Conny Berghult, Bengt Lindén, Viking Månsson, Christer Nilsson och Bengt Olsson. Kartor, profiler och diagram har renritats av kartritarna Elisiv Herbertson, Vera Liedfors och Sarolta Sövény. De fotografiska arbetena har utförts av förste fotograf Rezső Laszlo, renskriften av stencilerna av kansliskrivare Gunvor Grane, dupliceringen och häftningen av institutionstekniker Erik Hellborg.

Kartorna är godkända ur sekretessynpunkt för spridning. Rikets allmänna kartverk 1971.10.18.

Fig 4 är särtryck ur generalstabskartan från Rikets allmänna kartverk. Publiceringstillstånd nr 4371, Svenska Reproduktions AB SRA, Fack, 162 10 Vällingby 1.

